UNIVERSITY OF TORONTO
3 1761 01083535 3

Heim, Arnold
Ueber die Petrographie und Geologie der Umgebungen von Karsuarsuk Nordseite der Halbinsel Nugsuak, W. Grønland

QE
70
H45

Seinem lieben Freunde W. Sta
von Arnold.

UEBER

DIE PETROGRAPHIE UND GEOLOGIE

DER UMGEBUNGEN VON KARSUARSUK

NORDSEITE DER HALBINSEL NUGSUAK, W. GRÖNLAND

VON

ARNOLD HEIM
(ZÜRICH)

MIT TAFEL IX—XXIV UND 25 FIGUREN IN TEXT

SEPARATABDRUCK VON «MEDDELELSER OM GRØNLAND» XLVII

KOPENHAGEN
BIANCO LUNOS BUCHDRUCKEREI
1910

UEBER

DIE PETROGRAPHIE UND GEOLOGIE

DER UMGEBUNGEN VON KARSUARSUK

NORDSEITE DER HALBINSEL NUGSUAK, W. GRØNLAND

VON

ARNOLD HEIM
(ZÜRICH)

MIT TAFEL IX—XXIV UND 25 FIGUREN IN TEXT

SEPARATABDRUCK VON «MEDDELELSER OM GRØNLAND» XLVII

KOPENHAGEN
BIANCO LUNOS BUCHDRUCKEREI
1910

QE
70
H45

Vorbemerkungen.

Im Auftrag der „Grönlandsk Minedrifts Aktieselskab“ in Kopenhagen bereiste ich im Sommer 1909 die Küstengebiete der Insel Disko und Halbinsel Nugsuak in dänisch NW.-Grönland. Herr Docent J. P. J. Ravn von Kopenhagen, der gemeinsam mit mir reiste, hatte die Aufgabe, in dem klassischen Gebiete für das mineralogische Museum in Kopenhagen Versteinerungen zu sammeln und die Stratigraphie der dortigen Sedimente klarzulegen, während ich speciell die Kohlen- und Graphitlager in wissenschaftlich-technischer Hinsicht zu untersuchen hatte. Ich fand dabei Gelegenheit, auch noch andere geologische Beobachtungen anzustellen, die ich veröffentlichen darf.

Über die Geologie von Disko und Nugsuak besteht schon eine auffallend reiche Literatur, die sich besonders an die Namen Giesecke, Rink, A. E. Nordenskiöld, Steenstrup, Heer, Lorenzen, Brown, Drygalski, Belowsky, Phalen, White, Schubert, Bøggild, Washington u. a. knüpft.

Besonders in petrographischer Hinsicht liegen sehr genaue Untersuchungen vor. Dem ferner stehenden wird es trotzdem nicht leicht, sich eine übersichtliche Vorstellung von der Geologie des herrlichen Landes zu machen. Vieles ist vortrefflich in Worten beschrieben, doch man vermisst oft die graphische Darstellung. Die petrographischen Arbeiten sind an Hand von Sammlungen vorgenommen worden, von Forschern, die das Land meist nicht selbst bereist haben. Die Gesteine und Mineralien sind auf das genaueste beschrieben, doch ein blosser Name oder ein paar Bemerkungen als Fundortbestimmung lassen uns über den geologischen Zusammenhang unklar.

An anderen Orten gedenke ich eine kurze, übersichtliche Darstellung über die Geologie und Morphologie des von mir bereisten Gebietes zu geben. Hier will ich den Versuch machen, ein kleines, aber besonders interessantes Gebiet, nämlich die Umgebungen von Karsuarsuk, im einzelnen näher zu beschreiben.

Allen denen, die mir meine Reise ermöglichten und erleichterten, insbesondere den Herren Ingenieur Nyeboe, Direktor der „Grönlandsk Minedrifts Aktieselskab", Herrn Dr. K. J. V. Steenstrup in Kopenhagen, sowie Herrn und Frau Kapitän Søby in Karsuarsuk, spreche ich den wärmsten Dank aus.

Während der microscopisch-petrographischen Untersuchung, ausgeführt im geologischen Institut des Polytechnikums in Zürich, hatten meine Freunde Dr. Laura Hezner (Zürich) und Dr. Emil Argand (Lausanne) die Güte, meine Dünnschliffe einer Durchsicht zu unterziehen und mir mit ihrem competenten petrographischen Rate beizustehen.

Allgemeine Übersicht.

Das Ausserhalb des Inlandeises liegende Küstengebiet von Nordwest-Grönland hat den Charakter eines Plateaugebirges. Es ist durch Fjorde, Sunde und Lokaltäler mannigfaltig gegliedert. Nach Höhenmessung mit einem grossen Aneroid auf dem von mir zum erstenmal bestiegenen höchsten, mit Eis bedeckten Berge auf der Südseite der Halbinsel Nugsuak (Kingitoarsuk bei Patoot) ergiebt sich die Höhe des ursprünglich einheitlichen Hochplateaus zu 2000—2300 m. Diese hohe Fastebene ist nicht nur im Gebiet der horizontal gelagerten Basalte ausgesprochen, sondern sie greift auch über das weiter gegen das Inlandseis ausgedehnte krystalline Gebirge hinweg.

In geologischer Hinsicht ist das Gebirge von Nordwest-Grönland ausgesprochen dreiteilig. Es besteht von oben nach unten aus:

3. Basaltgruppe,
2. Sedimente,
1. Krystallines Grundgebirge.

Der Sockel von ganz Grönland wird von einem krystallinen Grundgebirge gebildet. Es ist vermutlich ein Stück des ältesten grossen Gebirges der Erde, das de Lapparent[1]) als „huronisches Gebirge" bezeichnet hat.

Während in Ostgrönland durch Nathorst[2]) und O. Nordenskiöld[3]) paläozoische Sedimente nachgewiesen worden sind, fehlen in Nordwestgrönland vorcretacische Sedimente.

Auf der unregelmässig abgetragenen Rumpffläche liegt eine bis über 1000 m mächtige Schichtfolge von vorherrschend losen Sand-

[1]) A. de Lapparent: Traité de Géologie, Bd. III, 1906.

[2]) Nathorst: „Två somrar i norra ishafvet".

[3]) O. Nordenskiöld: On the Geology and Phys. Geogr. of East Greenland. Meddelelser, Vol. XXVIII, 1908.

steinen und Schiefertonen, die auch eingeschaltete Kohlenlager enthält. Die Schichten sind vorherrschend Süsswasserbildungen, enthalten jedoch gelegentlich Einlagerungen von marinen Tonschiefern mit obercretacischen Cephalopoden. Die ganze Schichtserie gehört nach meiner Ansicht der oberen Kreide an.

Als Decke über die Sedimente oder auch unmittelbar über das krystalline Grundgebirge breitet sich der Basalt aus. Die Basaltdecken sind auf den äusseren Teil des Küstengebietes beschränkt[1]). Bei Patoot erreicht der Basalt über 1200 m Mächtigkeit. Ungezählte Basaltgänge durchsetzen das Grundgebirge und die Sedimente und führen in die Basaltdecken hinauf, diese oft selbst noch durchsetzend.

Ausser diesen Gebirgsabteilungen werden auch noch die Schuttbildungen einer kurzen Besprechung zu unterziehen sein.

Geologisch-geographische Lage von Karsuarsuk.

Zu vergleichen Kartenskitze Taf. IX.

Karsuarsuk liegt auf der Nordseite der Halbinsel Nugsuak, etwa eine halbe Stunde nordwestlich des Eskimo-Ortes Kaersut (Udsted)[2]). Auf der Südostseite des grossen Gletscherbachdeltas, am Rande eines kleinen, durch das Grundgebirge erzeugten Vorsprunges steht das neue Haus des gegenwärtigen, dänischen Leiters der Kohlenmine von Karsuarsuk, Herrn Kapitän Søby, wo Herr Docent Ravn und ich in liebenswürdiger Weise 6 Tage lang als Gäste aufgenommen waren. Auf der Südseite des Haupt-Hauses wohnen in einem kleinen Holzhaus die dänischen Vorarbeiter der Kohlengrube; es ist das Beobachtungshaus, das E. v. Drygalski's Expedition 1892 auf dem Karajak Nunatak aufgestellt hatte. Daneben sind ferner aufgestellt eine Werkstätte und ein Kohle-Lagerhaus. Etwa 3 km WNW. des Wohnortes Karsuarsuk befindet sich die Kohlenmine Karsuarsuk. Sie ist vom Wohnort durch ein breites Delta getrennt und abgesperrt durch einen wilden trüben Gletscherbach, der nicht immer überschritten werden kann. Drei Gletscher (I, II, III der Kartenskitze Taf. IX), wovon der mittlere und grösste bis etwa 300 m über Meer herab reicht, liefern das Wasser.

Die mit Schnee und Eis bedeckte Basaltkuppe SSW. Karsuarsuk, von der herab der Gletscher III fliesst, schätze ich zu etwa 2200 m Höhe und nenne den Berg „Sneefjeld“[3]) (vergl. Phot. Taf. XI).

[1]) Vergl. die geolog. Karte von Steenstrup in „Meddelelser“ V, 1883.

[2]) Vergl. dänische Seekarte Holstensborg—Upernivik.

[3]) Die Berge von Karsuarsuk haben mit Ausnahme des Slibesteensfjeld noch keine Namen erhalten, wie mir Herr Kapitän Søby mitteilte.

Er ist gleich gebaut, annähernd gleich hoch und ähnlich gelegen wie der höchste Gipfel der Südseite von Nugsuak, der Kingitoarsuk bei Patoot (2150 m).

Das näher der Küste gelegene Basaltgebirge ist schneefrei und durch die zwei grossen Gletscher I und II (Taf. IX) in drei Teile geteilt. Den pyramidenförmigen österlichen Basaltgipfel von ca. 1600 m Höhe bezeichne ich als „Vesterfjeld"; den mittleren mit seiner ebenen Basaltkappe könnte man „Mellemfjeld" und den östlichen „Østerfjeld" benennen.

Das krystalline Grundgebirge.

a. Die Gesteine.

Die krystallinen Gesteine können am leichtesten östlich der Häuser Karsuarsuk studiert werden, wo sie in kahlen Felsen zu Tage treten. Es sind graue Biotit-Gneisse mit roten, orthoklasreichen, grobkornigen Bänken und Streifen. Mehrfach wechseln diese heterogenen Gneisslagen mit dunkelgrünem Amphiboliten, die schon von weitem als dunkle Bänder hervortreten.

Die krystallinen Schiefer sind da und dort von Eruptivgesteinen durchbrochen. Wir können dabei chronologisch drei Gruppen unterscheiden:

1. Intrusionen vor der Aufstauung des Grundgebirges; vorhuronische Eruptivgesteine, die mehr oder weniger starke Schieferung erfahren haben.
2. Eruptivgesteine jünger oder gleich alt wie die Aufstauung des Grundgebirges, nicht metamophosiert, am Sedimentgebirge abstossend, also zum mindesten älter als obere Kreide.
3. Junge (tertiære) Eruptivgesteine, welche das Grundgebirge und die Sedimente durchbrechen.

Die jungen Gang- und Tiefengesteine der Gruppe 3 sind sehr häufig, sollen aber in einem späteren Abschnitt näher behandelt werden. Die Gesteine der Gruppen 1 und 2 aber bilden einen Be-Bestandteil des Grundgebirges und sollen hier kurz angeführt werden.

Gruppe 1. Die grauen Hornblende- und Biotitgneisse mit ihren Amphiboliteinlagerungen wechseln oft in auffallender Weise mit roten, wenig umgewandelten Granitgneissen und zwar sowohl in grossen Bänken wie im kleinen, so dass das Gestein noch im Handstück rot und grau gebändert aussieht. In der Regel verlaufen die granitschen Lagen den Schichten der grauen Gneisse concordant,

seltener (wie ich es in überraschender Weise auf Hunde-Eiland südlich Disko sah) schwarmweise nach verschiedenen Richtungen. Die Grenzen der roten Granitgneiss-Partieen zum grauen Gneiss sind oft unscharf. Die grauen Gneisse sind nach BELOWSKY[1]) auch Orthogneisse. Die ursprünglich scharfen Ränder des roten und grauen Gesteins sind durch Metamorphose wieder verwischt. Das grobkörnige, granitische Orthoklasgestein besteht oft grösstenteils aus rotem Orthoklas und ist dann wachsartig durchscheinend (Ekorgfat). Ich betrachte die roten Granitgneisse zum grossen Teil als Injektionsgneisse.

PHALEN[2]) hat einige Gesteinstypen der Karsuarsuk nahe liegenden Grundgebirgsinsel Umanak eingehend beschrieben und davon auch einige Analysen veröffentlicht. Ausser den Gneissen unterscheidet er Granite (Typus Omeose)[3]) und ächte Diorite (Auvergnose). Vielleicht sind also auch die Amphibolitlagen von Karsuarsuk eruptiven Ursprunges, worauf auch die Untersuchungen BELOWSKY's[4]) hindeuten. Dass aber immerhin nicht die ganze Grundgebirgs-Formation eruptiver Natur ist wird wahrscheinlich gemacht durch E. v. DRYGALSKI's[5]) Funde von erratischen Marmorgeschieben am Rande des Inlandeises[6]).

Gruppe 2. Von den Umgebungen von Karsuarsuk kenne ich nur einen Gang, der zu diesem Typus gehört. Er ist wegen seiner geringen Mächtigkeit von 0,3 m in der Kartenskitze Taf. IX nicht eingezeichnet, dagegen bildet ihn das Profil Taf. X ab. Er liegt bei 650 m Höhe in der Seitenschlucht auf der Westseite des Gletschers I. Es ist ein rötlicher granitischer Pegmatitgang mit N—S Streichen, der mit scharfer Grenze die grauen Gneisse und dunkeln Amphibolite diskordant durchsetzt. Diese Art der Ganggesteine müssen jünger sein, als die das Grundgebirge überlagenden Sedimente, da man solche niemals die Sedimente durchsetzen sieht. Sie sind aber doch wohl auch nicht viel jünger, als die Injektions-Granitgneisse der Gruppe I, da die Gesteine beider Gruppen miteinander völlig übereinzustimmen scheinen.

---

[1]) MAX BELOWSKY: Beitr. zur Petrogr. d. westl. Nordgrönlands. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. Bd. 58, 1905, p. 17.

[2]) W. C. PHALEN: Notes on the rocks of Nugsuaks Peninsula. Smithson. Misc. Coll. Vol. XLV, 1904, p. 183—212.

[3]) CROSS, IDDINGS, PIRSSON and WASHINGTON: Quantitative Classification of Igneons Rocks. Chicago 1903.

[4]) BELOWSKY: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1905, Bd. 58.

[5]) E. v. DRYGALSKI: Grönland-Expedition 1891—1893, Bd. I, p. 30.

[6]) vergl. BELOWSKY l. c. p. 52.

b. Die Schichtlage.

Die Schichten fallen bei Karsuarsuk wenig steil südöstlich ein, so dass man bei einem Gang von Karsuarsuk nach Kaersut eine lithologisch wechselvolle, tektonisch aber normale einheitliche Schichtfolge durchquert.

Auch auf den krystallinen Inselbergen, die in schroffen Felswänden aus dem blauen Umanak-Fjord herausragen (Sagdlek, Agpat) ist die Schichtlage des Grundgebirges auf sehr weite Erstreckung auffallend ruhig (Taf. XIX). Noch gilt das gleiche in überraschender Weise für die Hochtafel der Storø. Auch die vom Hochplateau Nugsuaks abstürzenden Gneisswände auf der Südseite des Karajak-Fjordes sind ruhig und flach gelagert[1]). Die Schichten fallen im ganzen kaum merklich nach Südosten, beschreiben aber in der Gegend von Umiartorfik eine äusserst flache Antiklinale. Auch bei Ekorgfat, Umanak und am Karajak Nunatak herrscht im grossen ganzen ruhige Schichtlage, wenn gleich an diesen Orten lokale Abweichungen, selbst complicierte Faltungen und Zerknitterungen zu beobachten sind. Eine liegende Falte wurde schon 1883 (l. c. p. 195) durch Steenstrup von der Alangorsuak Halbinsel im Umanakfjord abgebildet. Eine kleinere liegende S-förmige Falte ist an der Südwand des Umanak sehr deutlich zu sehen. Das auffallende aber ist, dass diese nur eine Schichtlage betrifft, während die nächst darüber liegenden krystallinen Schiefer wie es im grossen Ganzen der Schichtlage der Umanakfelsinsel entspricht, etwa 15°—20° südöstlich bis südlich fallend darüber ungestört hinwegziehen. Auf der Nordwestwand des Karajak-Nunatak sind lokal äusserst komplicierte Faltungen und Zerknitterungen von grünen und grauen Bändern zu sehen. Das diskordante Abstossen solcher in sich compliciert gefalteter Schichten zu den ruhig, meist schwach gegen Südost geneigten Hauptschichtflächen springt hier so sehr in die Augen, dass man sich fragen muss, ob die regelmässige Hauptschichtung nicht genetisch verschieden von der Fältelung und in späterer Zeit als diese entstanden sei.

Im Umanakfjord scheint im allgemeinen die Schichtlage des krystallinen Grundgebirges sehr ruhig und flach gelagert zu sein, mit Vorherrschen schwacher östlicher bis südlicher Neigung[2]).

Die ruhige Schichtlage hat das Zustandekommen eines Hochplateaus wohl wesentlich erleichtert. Form und Schichtlage zeigen

[1]) Vergl. die ausführlicheren Beschreibungen und Abbildungen Steenstrup's in Meddelelser, IV, 1883, p. 192—199.

[2]) Steenstrup (l. c. 1883) giebt von der Insel Akugdlek starkes Nordfallen an.

denn auch gleichzeitig gegenüber den wilden südgrönländischen Gipfeln einerseits und den nördlich davon gelegenen Zacken der hohen Upernivik-Ø auffaldende Verschiedenheiten.

c. Die Oberfläche des Grundgebirges unter der jüngeren Bedeckung.

Die wechselnden Höhen des Sockels, auf dem die Sedimente und Basalte aufliegen, lassen sich kaum irgendwo schöner im einzelnen verfolgen, als in Karsuarsuk.

Westlich des Gletscherbachdeltas, am Fuss des Slibesteensfjeld, liegt die Oberfläche des Grundgebirges im allgemeinen unter dem Meerniveau, doch offenbar nicht tief, da man etwa 1 km nordwestlich der Kohlenmine Karsuarsuk das Grundgebirge aus dem Meer flach zu einem Hügel aufsteigen sieht. Die Sedimente legen sich dort concordant auf die glatt und eben abgetragene obere Grenz-

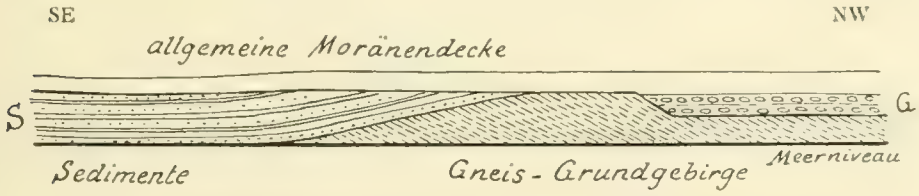


Fig. 1. Auflagerungsfläche der Kreide-Sedimente (*S*) auf dem verwitterten Gneiss-Grundgebirge,
1 bis 1.5 km nordwestlich der Kohlenmine Karsuarsuk am Fuss des Slibesteensfjeld.
G = horizontal geschichtete Geröllage, Diluvium (?).

fläche des alten Grundgebirges (vergl. Fig. 1). Es ergiebt sich daraus mit grosser Wahrscheinlichkeit, dass das flache lokale Ansteigen der Grenzfläche gegen SW. durch postcretacische orogenetische Bewegung bedingt ist.

Bei Kook (gegenüber von Umanak) tritt das weisslich verwitterte Grundgebirge eben noch am Strand hervor. Der Contakt zu den hangenden Sedimenten ist im allgemeinen hier b i c o n c o r d a n t; Gneiss und Sedimente liegen horizontal.

Bei Ekorgfat, 15—20 km nordwestlich Karsuarsuk ragt ein Gneisshügel 200 m hoch in die umgebenden Sedimente hinauf. In Folge seiner schwereren Verwitterbarkeit bildet er einen kleinen Vorsprung, in dessen Windschutz der im Motor- oder Fellboot reisende oft zu einem Aufenthalt genötigt wird (Fig. 2). 3—4 km weiter westlich folgt wieder ein ähnlicher Hügel, Sarfat genannt.

Bedeutend höher, wohl 500—1000 m hoch hinauf reicht das Grundgebirge bei Kaersut. Zwar ragt es hier nicht wie bei Ekorgfat als Hügel hervor, sondern bildet eine Berghalde, die zu den Sedi-

menten und Basaltgipfeln des nordwestlichen Ausläufers des Kilertinguak allmählig emporführt. Karsuarsuk liegt auf dem nordwestlichen Ende dieses Grundgebirgsstückes von Kaersut. Hier fällt das unter den Sedimenten liegende Gebirge gegen N und W, also nach dem Meere zu, ab. Südlich ob Karsuarsuk folgen meist ausgedehnte Moränenflächen, dann aber bereits bei 300 m anstehende, horizontal liegende Sedimente. Westlich von Karsuarsuk senkt sich die Oberfläche des Grundgebirges unter das Meerniveau hinab.

Folgen wir südlich dem grossen Gletscherbach entlang aufwärts, so finden wir das Grundgebirge bis in grosse Höhen ansteigend, und von Gletschertälern tief eingeschnitten (vergl. Phot. Taf. XII). Am ersten Gneissvorsprung zur Linken erreicht es 650 m, weniger als 1 km südlich davon schon mindestens 800 m (Taf. XI); westlich davon, jenseits des langen Gletschers I, mass ich 850 m Höhe des

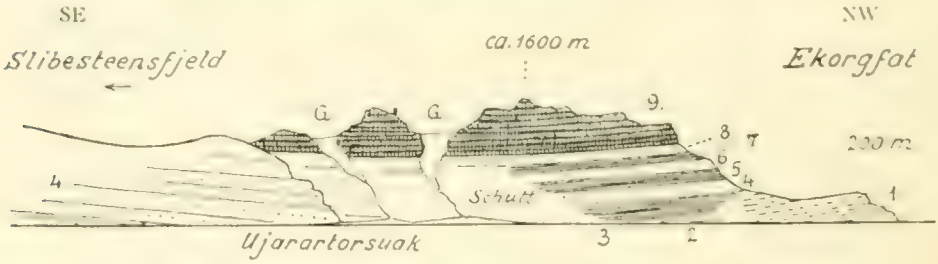


Fig. 2. Skitse der Küste zwischen Ekorgfat und Slibesteensfjeld, Nugsuak-N.

G = Hängegletscher.
1 = Krystallines Grundgebirge (Orthogneiss).
2 = Plattiger Sandstein mit Kohlenlager.
3 = Schwarze Tonschiefer ca. 200 m.
4 = Gelblicher Sandstein.
5 = Schwarze Schiefer.
6 = Gelblicher Sandstein.
7 = ca. 50 m schwarz und braune Tonschiefer.
8 = ? ca. 80 m gelblicher Sandstein.
9 = Basalt mit Zeolithen.

Kontaktes von Grundgebirge zum hangenden Sedimentgebirge (vergl. Taf. X). Von hier aus abermals etwa ½ km weiter südlich schätzte ich die Gneissoberfläche zu etwa 1000 m. Schauen wir nun (etwa von Punkt 550 der Karte Taf. IX aus) dem Gletschertal II entlang nach W und SW, so sehen wir ebenso, wie die Gneissoberfläche langsam ansteigt (Taf. XII). Ich schätzte von hier aus die Gneissoberfläche im Hintergrund des Gletschertales II, südlich der Häuser Karsuarsuk zu 1150—1200 m. Dieses hochaufragende Grundgebirge ist die unmittelbare, südlich ansteigende Fortsetzung des Grundgebirgstückes von Kaersut unter dem Basaltgipfel Kilertinguak hindurch.

Nach dem Gesagten senkt sich also im grossen Ganzen die Oberfläche des Grundgebirges unter den Sedimenten vom Innern der Halbinsel Nugsuak her nach Norden[1]).

[1]) Da auch die auf der Karsuarsuk gegenüberliegenden Südseite der Halbinsel Nugsuak die Sedimente unter Meer hinabtauchen, und das Gebiet des centralen

Doch ist diese Oberfläche dem jetzigen Küstenstrich entlang nicht eine einheitlich geneigte Fläche, sondern ein unregelmässiges Hügelgebiet, das von annähernd N—S verlaufenden talförmigen Einschnitten mehrfach durchfurcht ist. Ein solcher Einschnitt mag ungefähr an der Stelle des jetzigen Gletscherbachtales Karsuarsuk oder etwas weiter westlich davon gelegen haben. Tatsache ist, dass das Küstengebiet zwischen den Häusern Karsuarsuk und dem Gneisshügel 1 km nordwestlich der Kohlenmine einer Einkerbung des

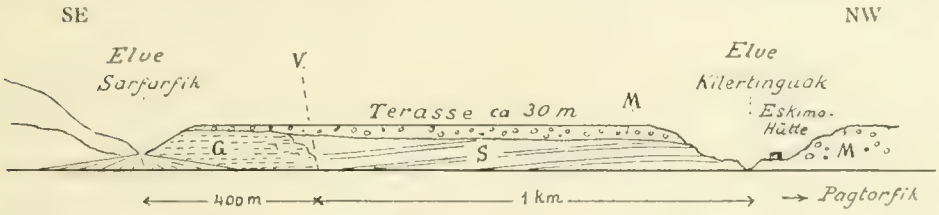


Fig. 3. Gneiss und Sedimentküste am Fuss des Kilertinguak, zwischen Kook und Kaersut.

G = Grundgebirge.
S = Sedimente („Kome-Schichten"). Obere Kreide.
M = Diluviale Moränendecke des Inlandeises.
V = Grenze von Grundgebirge und Sediment, Verwerfung??

Grundgebirges entspricht. Eine entsprechende Vertiefung liegt zwischen dem genannten Gneisshügel und demjenigen von Ekorgfat, ferner zwischen dem Grundgebirgsstück von Kaersut und dem Gneiss am NW-Fuss des Kilertinguak, auf der unmittelbaren NW-Seite des Gletscherbaches Sarfarfik (Fig. 3). Räumt man in Gedanken die Sedimente aus, so ergiebt sich ferner an der Stelle des jetzigen grossen Gletscherbaches Kook oder unmittelbar westlich davon ein mächtiges Tal im Grundgebirge, mit besonders hoher und steiler südöstlicher Talflanke (Taf. XIII).

d. Verwerfungen und alte Erosion.

Es handelt sich nun in erster Linie, die Frage zu beantworten, ob die oben abgeleiteten Unregelmässigkeiten der Oberfläche des Grundgebirges unter den jüngeren Bildungen durch Verwerfungen oder alte, vortertiäre Erosionen bedingt seien. Diese Frage lässt sich noch nicht endgültig beantworten, da man in den seltensten Fällen die scharfen Kontakte von Grundgebirge und den daneben liegenden Kreidesedimenten beobachten kann. Selbst sehr steile Gehänge sind meist mit inwendig gefrorenem Moränen — und Gehängeschutt bedeckt. Drei klare Fälle lassen sich indessen einander gegenüberstellen:

Tasersuak-Sees nach Steenstrup aus Gneiss besteht, möchte ich vermuten, dass auch das krystalline Grundgebirge für sich eine Halbinsel bildet.

1) Verwerfungen sind im Sediment und Basalt nicht selten; ich habe solche besonders schön auf der Insel Disko bei Makkak beobachten können. An einem Orte konnte ich auch eine Verwerfung im Grundgebirge erkennen. Sie schneidet den oben plateauartig abgeschnittenen, nach SW vorspringenden steilen Gneissfelskopf Umiasusuk der Insel Agpat in der Richtung SW—NE in zwei Teile. Die Sprunghöhe der Verwerfung scheint aber 10 m kaum zu erreichen. Derartige kleinere Verwerfungen glaubte ich auch an den Felswänden zwischen Gletscher I und II von Karsuarsuk zu erkennen. Es schien die Grenze von Grundgebirge zu den hangenden Sedimenten treppenförmig südöstlich anzusteigen. In der Nähe machte aber die Erscheinung eher den Eindruck unregelmässigen Abtrages vor Ablagerung der Sedimente.

2) Sind einerseits Verwerfungen, wenn auch unbedeutende, constatiert, so finden wir umgekehrt in dem Uferprofil ca. 1 km nordwestlich der Kohlenmine Karsuarsuk (vergl. Fig. 1) ein Ansteigen der Grundgebirgsoberfläche ohne Verwerfung. Da die hangenden Sedimentschichten zur Grenzfläche annähernd concordant sind, und in ihrer jetzigen Lage kaum abgelagert worden sein können, so müssen wir auf eine postcretacische orogenetische Bewegung schliessen.

3) von besonderer Wichtigkeit für die aufgeworfene Frage ist die ruhige Lagerung der Sedimente über dem Gneissvorsprung von Ekorgfat hinweg. Wenngleich die seitlichen Kontakte des Grundgebirges zum Sedimentgebirge auch hier nicht aufgeschlossen sind, so ist doch klar, dass der 200 m hohe Gneissrücken nicht wohl als durch postcretacische Verwerfungen horstartig stehengebliebenes Grundgebirgsstück aufzufassen ist. Es sieht aus, als wäre von unten her aus der Sedimentgruppe ein Stück ausgehöhlt und mit Grundgebirge ausgegossen worden. Diese Lagerungsform erklärt sich einwandfrei durch die Annahme, dass zur Zeit der Sedimentanschwemmungen der Vorsprung von Ekorgfat bereits als Gneiss-Hügelrücken existierte, und die Sedimente darum und darüber hinweg abgelagert wurden (Fig. 2 pag. 182).

Überblickt man eine neue Karte von Nordwestgrönland, und trägt man darin die Grenzlinie des Sediment- und Basaltgebietes nach den Untersuchungen Steenstrup's ein, erinnert man sich ausserdem an die auffallend hervortretenden Gneisswände von Kook und Sarkak, so könnte man die Vorstellung gewinnen, dass diese bedeutende Trennungslinie, welche in annähernd N—S-licher Richtung die Halbinsel Nugsuak durchschneidet, einer grossen Verwerfung entspreche. Das westliche Gebiet wäre dann um 500—1500 m abgesunken. Ich vermag die Frage nicht zu beantworten. Ich denke

eher an einen vortertiären Steilrand des Grundgebirges, als an eine solche Verwerfung.

Nach dem Gesagten ergiebt sich, dass zur Zeit der cretacischen Sedimentbildung die Oberfläche des Grundgebirges unregelmässig war. Ob aber alle die grossen Unregelmässigkeiten, die Täler und Gebirgsrücken an der Oberfläche des krystallinen Gebirges durch alte Erosionen bedingt seien, muss noch dahingestellt bleiben.

e. Die vortertiäre Verwitterung.

Die Oberfläche des Grundgebirges unter den Sedimenten konnte ich an drei Orten beobachten:

1) 1 km westlich der Kohlenmine Karsuarsuk (vom Boot aus).
2) Am Strand bei Kook, auf der Nordwestseite des grossen Gletscherbaches.
3) In schönster Weise im Hintergrund des Gletschertales von Karsuarsuk in einer steilen Felsschlucht, westlich des Gletschers I, bei 800—850 m Höhe (vergl. Taf. X).

In allen Fällen sieht in Folge der Verwitterung das Gneissgestein weissgrau aus und ist von weitem kaum scharf von den hangenden Sedimenten zu trennen.

Kook. Bei Kook muss man selbst in der Nähe den Kontakt suchen; die oberen Gneisslagen sind oft zu einem sandigen Grus umgewandelt, der einem verwitterten Feldspatsandstein täuschend ähnlich aussieht. An einer Stelle ist die oberste Lage von 1—2 m aus grünlichweissem, quarzreichem, verwittertem Sericitschiefer gebildet, der sich noch eher von dem noch etwas rötlichen liegenden Orthogneiss abhebt, als von dem hangenden, weisslichen, conglomeratischen Sandstein der Kreide (Fig. 4 und 5). Vielfach sind die verwitterten krystallinen Felsen mit einer schwefelgelben bis mehr als 1 mm dicken Kruste von Eisensulfat bedeckt. Abgesehen von dieser oberflächlichen Sulfatkruste ist die beschriebene Verwitterung des Grundgebirges nicht an die jetzige Oberfläche, sondern an die Oberfläche des Grundgebirges unter den Sedimenten gebunden. Es ist also eine alte Verwitterung, älter als die hangenden Kreidesedimente.

Vesterfjeld. Eine überaus interessante Stelle für das Studium der vortertiären Verwitterungszone des Grundgebirges ist die oben unter 3) genannte im Hintergrund des Gletschertales von Karsuarsuk (vergl. Taf. X und die dazugehörige Profilbeschreibung).

Geht man der Westseite des grossen Gletscherbaches entlang über die ausgedehnten alten Moränen aufwärts zu Punkt 550 der

Karte Taf. IX, dann von hier noch etwa 1/2 km weiter südlich, so findet man in den wilden Bachschluchten, die vom Vesterfjeld östlich herab kommen und in den Gletscherbach III münden, das Grundgebirge aufgeschlossen. Die Gesteine sind frische Orthogneisse und Amphibolite, die etwa 30° südöstlich fallen. Wir steigen dem Profil der Tafel X folgend der wilden Erosionsfurche entlang aufwärts und finden bei 780 m Höhe eine überaus merkwürdige Serie von Verwitterungsprodukten des ursprünglich vorherrschend aus

Fig. 4. Sedimente bei Kook, von West gesehen.
Sandsteine hell, Schiefertonlagen dunkel; am Fuss der Felsen verwittertes Grundgebirge

Gneiss und Amphibolit bestehenden Grundgebirges, wie sie im Text zu Taf. X beschrieben ist. Am auffälligsten sind die intensiv grünen Bänke von reinem grobschuppigem Chloritgestein. An lateritische Verwitterung erinnern die ockerbraunen, tonig-limonitischen Verwitterungsprodukte, deren Hauptlager über dem Chloritgestein folgt. Die Hauptmasse aber bildet ein grobkörniges, weiss und grün gesprenkeltes, ehemaliges Orthogneissgestein (5 in Taf. X) mit schneeweiss kaolinisierten, mehr oder weniger automorph erhaltenen Feldspäten, stellenweise mit Chloritschmitzen durchsetzt.

Sonderbarer Weise ist der oberste Teil des Grundgebirges weniger verwittert, als der untere Teil der im ganzen mindestens 40 m tief unter die ehemalige Oberfläche hinabreichenden Verwitterungszone.

Es steht hier ganz ausser Zweifel, dass diese Verwitterungsrinde mit der gegenwärtigen Verwitterung nichts zu tun hat, sondern vor der Ablagerung der hangenden Sedimente gebildet wurde.

Dies einmal erkannt, blicken wir mit dem Zeiss-Feldstecher nach Osten und Süden, und erkennen ohne Schwierigkeit, dass das weisse, zurückgewitterte, terrassenförmige, vielfach mit Schutt bedeckte Band über den frischen Gneisswänden jenseits des Haupt-Gletschertales sich weithin verfolgen lässt — es sind noch nicht die weissen Sandsteine, wie anfänglich vermutet, sondern es handelt sich auch dort um die vortertiäre Verwitterungszone des Grundgebirges. Erst darüber folgen die Sedimente, dann die Basaltdecken (vergl. Taf. IX und Phot. Taf. XII).

Die oben gegebenen Daten sind noch zu dürftig, um daraus bestimmte allgemeinere Resultate abzuleiten. Weitere Untersuchungen dieser Art wären sehr wünschenswert. Sie könnten zu der Beantwortung der Fragen führen: Wo ist die Verwitterungszone am mächtigsten, wo fehlt sie ganz? Sind die Sedimente regional über das verwitterte Gebirge abgelagert worden oder lassen sich Gebiete alter Erosion der Verwitterungsrinde constatieren? Sind die Sedimente das Anschwemmungsprodukt der aufgearbeiteten, vor-obercretacischen Verwitterungsrinde des jetzigen Inlandeisgebietes? Hat die Verwitterungsrinde einen tropischen Charakter?

Die Sedimentgesteine.

a. Das Alter.

Die Sedimente der Halbinsel Nugsuak sind schon zu wiederholten Malen von dänischen und amerikanischen Forschern untersucht worden. Seit den klassischen Untersuchungen von Oswald Heer wurde ein besonderes Gewicht auf die fossile Flora gelegt. Auf Grund der Pflanzenversteinerungen glaubt man seit Heer die folgenden Schichten unterscheiden zu können:

a. „Komeschichten“ von Kook, Nugsuak-N., Untere Kreide.
b. „Ataneschichten“ von Ata, Nugsuak-S. } obere Kreide.
c. „Patootschichten“ von Patoot, Nugsuak-S. }
d. Schichten von Atanikerdluk, Nugsuak-S., Miocaen.

Von diesen 4 typischen Lokalitäten habe ich die ersten 3, nicht aber Atanikerdluk besucht. Ich bin dabei auf eine von der obigen etwas abweichende Auffassung gelangt, deren eingehende

Begründung aber in dieser Arbeit zu weit führen würde. Ich betrachte die Sedimente der sämtlichen, von mir bereisten Gebiete als obercretacisch, und denke auch an die Möglichkeit eines jüngst cretacischen Alters der Pflanzenschichten von Atanikerdluk. Miocaen scheint mir für diese ausgeschlossen, Eocaen möglich zu sein. Vielleicht handelt es sich im Wesentlichen um verschiedene Standorte annähernd gleichalter Floren.

Dass die „Komeschichten" von Kook (Fig. 4) und Ujarartorsuak (westlich Karsuarsuk) jünger sind, als bisher betrachtet, deuten bereits White and Schuchert[1]) an. Diese amerikanischen Forscher haben nämlich in den tiefsten Schichten bei Kook ausser *Populus primaeva*, welche Species als die älteste Dicotyledone galt, auch noch andere Dicotyledonenblätter gefunden.

In stratigraphischer Hinsicht scheinen in der Tat die Schichten von Kook und Slibesteensfjeld (Ujarartorsuak) die tiefsten und ältesten auf der Nordseite Nugsuaks zu sein. Die Schichthöhe ist aber nach meiner Auffassung nicht wesentlich verschieden von den tiefsten Schichten bei Ata, Patoot und Manek auf der Südseite der Halbinsel Nugsuak.

Anerkennt man nun das obercretacische Alter der „Komeschichten", so ergiebt sich andererseits, dass die am höchsten liegenden Schichten auf der Nordseite der Halbinsel Nugsuak nicht jünger als Senon sein können. Schon de Loriol[2]) erkannte aus den marinen Schiefern von Kook Angnertunek und Niakornat einen Scaphites und das senone Alter dieser Schichten. Durch die weiteren Funde von White und Schuchert, ebenso wie von Herrn Docent Ravn[3]) auf unserer gemeinsamen Reise ist die Übereinstimmung mit der „Montana-Formation" Nordamerikas und damit auch mit dem Senon Europas zur Evidenz erwiesen. Nun finden sich aber die marinen Schiefer, denen die senonen Fossilien entstammen, im mittleren bis oberen Teil des ganzen, in der Hauptsache wohl aus Susswasser abgelagerten Sedimentserie. Im Hintergrund des Gletschertales von Karsuarsuk fand ich zu meiner Überraschung noch über dem Slibesteensfjeld, in einer Höhe von 1000–1050 m die schwarzen, offenbar marinen Schiefer wieder als Decke der ganzen Sedimentserie. Sie haben noch genau dasselbe Aussehen wie diejenigen, die ich vorher bei 800 m Höhe ostlich oberhalb Manek (Nugsuak-S) gefunden hatte und wie die fossilführenden Schiefer von Ekorgfat bis Niakornat (vergl. Taf. X mit zugehörigem Text). Die Erscheinung einer Trans-

[1]) White und Schuchert: Cretaceous series of the west coast of Greenland. Bull. of the Geol. Soc. of America. Vol. 9, 1898, p. 317.

[2]) P. de Loriol: Meddelelser V, 1883, p. 206.

[3]) Herr Docent Ravn in Kopenhagen wird die von ihm gefundenen Ammonoiden einer genauen Bearbeitung unterziehen.

gression ist dementsprechend auch deutlich. Auf einem losen Sandstein mit Diagonalschichtung, der wohl aus Süsswasser abgelagert wurde, folgt eine dünne Lage von conglomeratischem Sandstein, darüber eine dünne Lage von Tonschiefer, darüber abermals brecciöse und conglomeratische Schichten. Erst über diesem „Basisconglomerat" breitet sich die marine Schieferserie aus. Man glaubt das Übergreifen des Meeres von West nach Osten sehen zu können (Taf. X).

Sind nun die tiefsten und höchsten Schichten als obercretacisch erkannt, so ergiebt sich damit, dass die sämtlichen bisher bekannten Sedimente auf der Nordseite der Halbinsel Nugsuak der oberen Kreide angehören.

b. Geometrische Lage der Sedimente.

Die Sedimente liegen auf der Seite 181 beschriebenen, sehr unregelmässigen Oberfläche des krystallinen Grundgebirges, sind jedoch von den Basaltdecken im grossen ganzen eben und horizontal nach oben begrenzt (Fig. 2 p. 182, Taf. XI). Die obere Grenze der Sedimente liegt in der Umgebung von Karsuarsuk in einer durchschnittlichen Höhe von 1000 m.

Im Hintergrund der Gletschertäler von Karsuarsuk kann man prächtig sehen, wie die im ganzen vielleicht 1000—1100 m mächtige, am Slibesteensfjeld sicher noch mindestens 700 m mächtige, normale Schichtfolge sich gegen Süden mehr und mehr auskeilt, indem die krystalline Basis höher steigt. Am Vesterfjeld sind die Sedimente zwischen Gneiss und Basalt noch 200 m mächtig.

Damit stossen wir wieder auf die bei der Behandlung der krystallinen Oberfläche aufgeworfene Frage: Ist die ungleiche Höhe der Auflagerungsfläche der Sedimente durch Verwerfungen bedingt, oder sind die Sedimente auf einen unregelmässigen gebirgigen Sockel abgelagert worden? Die ebene Auflagerungsfläche der Basalte beweist, dass junge Verwerfungen nicht die Ursache sein können. Ein zweites, gleichlautendes Urteil spricht sich in der Natur der Sedimente selbst aus. Die Sedimente der Steilküste bei der Kohlenmine haben einen anderen Charakter als diejenigen bei 850—1050 m Höhe am Ostabhang des Vesterfjeld. Die Schichtserie am Berg gleicht in vielen Punkten auffallend derjenigen von Nugsuaks Südseite und noch mehr der von Disko. Die Sandsteine 13 von Taf. X erinnern an diejenigen am Bergabhang bei Patoot; die Tone und losen Sande mit Diagonalschichtung 14—17 erinnern an die Berghänge von Diskos Südseite. Die für die Steilküste bei der Kohlenmine bezeichnenden grobkörnigen Sandsteine mit den schneeweiss kaolinisierten Feldspatkörnern sind am Vesterfjeld auf die unterste auf Gneiss ruhende Lage beschränkt. Umgekehrt fehlen von der Steilküste bis zum Slibesteensfjeld hinauf

vollständig die braunschwarzen, marinen Schiefer, die am Vesterfjeld das Hangende der ganzen Sedimentschichtfolge bilden. (Näheres in Taf. X und dem dazugehörigen Text).

Beide Gesichtspunkte — die ebene Basaltbedeckung wie der unterscheidende Sedimentcharakter — führen zu dem Schlusse, dass die in der Umgebung von Karsuarsuk hoch oben liegenden Sedimente auch die Jüngeren der gesamten Schichtfolge sind.

c. Lithologische Beschaffenheit.

Wie schon seit mehr als 50 Jahren bekannt, besteht die sedimentäre Schichtfolge des nördlichen Westgrönland hauptsächlich aus

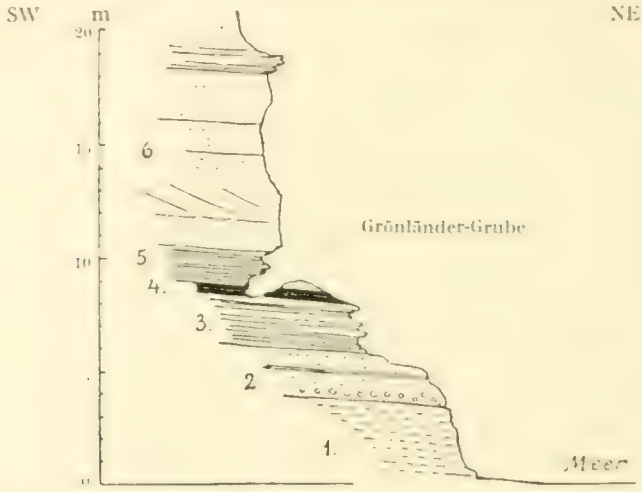


Fig. 5. Profil am Strand bei Kook.

1 = Grundgebirge. In grünlich-weissen Arkose-Sandstein verwitterter Gneiss.
2 = 3 m weisser Sandstein mit Basisconglomerat.
3 = 2 m vorherschend schwarze Schieferton.
4 = 0,4 m Kohlenflötz.
5 = 1,5 m blaugraue Schieferton.
6 = 8 m weisser, loser Sandstein, grobkörnig, zum Teil conglomeratisch, mit Diagonalschichtung.

einer Wechsellagerung von Sandstein und Schieferton mit allen Übergängen vom einen zum anderen Gestein. Einen geringeren Anteil nehmen conglomeratische oder brecciöse Sandsteinbänke, sowie Kohlenflötze. Während sich die Kohlenflötze durch die ganze Mächtigkeit der Schichtfolge (1000 m) von unten bis oben in unregelmässiger Weise vielfach wiederholen (besonders Disko, Nugsuak-S), ohne dass eine bestimmte Schichthöhe sich besonders durch Kohlenlager auszeichnen würde, sind Conglomerate besonders auf die dem Grundgebirge unmittelbar auflagernden Schichten zu finden. Allein es handelt sich auch hier nicht um ausgedehnte grobe Gerölllagen. Das Basisconglomerat bei Kook (vergl. Fig. 5) ist nicht mehr als 1 m

mächtig und hat „porphyrisches" Aussehen: in einem sandigen Material liegen haselnuss- bis nussgrosse halb und ganz gerundete Gerölle von weissem Quarz, wahrscheinlich aus Pegmatit, Granit und krystallinen Schiefern.

Eine lithologisch besonders auffallende Bildung sind die Kaolinfeldspat-Sandsteine des Kohlenklints bei Karsuarsuk, am Fuss des Slibesteensfjeld. Es handelt sich hier vermutlich um die ältesten Schichten von der Nordseite der Halbinsel Nugsuak. Sie sind wohl gleich alt oder noch etwas tiefer als diejenigen von Kook. Die

Fig. 6. Das Sedimentprofil bei der Kohlenmine Karsuarsuk.

1 = Kohlenflötz.
2 = 2 m schwarzer, kohliger Sandstein.
3 = 0,25 m kohliger Schieferton.
4 = 9 m schieferiger Sand mit Kaolinsandsteinlagen.
5a = 1 m weisser Sandstein mit kaolinisierten Feldspatkörnern.
5 = ca. 17 m schwarze Tonschiefer mit weiss gesprenkelten Sandsteinlagen.
6 = 2 m weisser, grober Sandstein mit kaolinisierten Feldspäten.
7 = 6 m schwarzer Schieferton mit Sandsteinlagen.
m = regionale Moränendecke.

dunkel-grauen bis bräunlichen, mehr oder weniger tonigen oder bituminösen Sandsteine sind schnee-weiss gesprenkelt mit kaolinisierten Feldspäten. Vielfach haben diese kaolinisierten Körner noch auffallend die Feldspatform beibehalten und erreichen bis mehr als 5 mm Grösse. Man könnte daran denken, dass sich die Verwitterung erst nach der Ablagerung des Sandsteines vollzogen habe. Auf alle Fälle kann das Sedimentmaterial nicht weit her transportiert worden sein. Es entstammt dem nahen, südlich ansteigenden krystallinen Grundgebirge.

Über einige exakte Reihenfolgen der Schichtbildungen geben die Specialprofile Fig. 5, 6, 7, und Taf. X Aufschluss.

Lithogenetisch lassen sich zwei Hauptabteilungen der Sedimente unterscheiden:

I. Süsswasser- und terrestrische Bildungen.
II. Marine Bildungen.

I. Die Süsswasser- und terrestrischen Bildungen haben entschieden den Hauptanteil der Sedimente. Sie sind wohl vorherrschend von grossen Flüssen in Form von Deltas von Osten her dem Meer der jüngeren Kreidezeit zugeführt worden. Dafür sprechen besonders das Fehlen mariner Versteinerungen, die Häufigkeit von Überresten phylogenetisch hoher Landpflanzen, gelegentliche aufrechte Baumstrünke, die Kohlenflötze und besonders die von den tiefsten bis zu den höchsten Schichten vielfach wiederkehrende Diagonalschichtung der losen Sandsteine (vergl. Taf. X).

Diese Sandsteine mit Diagonalschichtung sind meist hellgrau bis weiss und sehr wenig verkittet, oft noch fast lose Sande.

Ein zweiter Typus der Sandsteingruppe zeichnet sich durch grössere Festigkeit, plattige Schichtung, graue, bräunliche bis rötliche Färbung und das Fehlen von Diagonalschichtung aus. Möglicherweise sind diese Sandsteine im Brackwasser oder Lagunengebiet abgelagert worden (rote Schichten von Ata mit marinen Tierresten, Schichten 13 in Taf. X von Karsuarsuk).

II. Die marinen Bildungen sind untergeordnete, aber lithologisch einheitliche Einlagerungen von braunschwarzen Tonschiefern. Sie erinnern an Unterdevonschiefer von Mitteldeutschland. Zwischen den Schiefern sind oft dünne kompaktere Tonbänke und nierige oder kugelige, bis über kopfgrosse, harte Concretionen von Toneisenstein oder tonhaltigem Carbonatgestein eingelagert[1]). Diese Kugeln sind es, welche marine Mollusken, insbesondere Ammoniten (Scaphites) enthalten. Die genannten Petrefakten beweisen gleichzeitig die marine Natur der Tonschiefer, wie das obercretacische Alter dieser Schichten.

Im allgemeinen sind die dunklen Tonschiefer für den oberen Teil der Sedimente bezeichnend (Manek, Patoot, Ata, Karsuarsuk, 600—1050 m über Meer). Auf dem langen Küstenstrich von Niakornat bis Ujarartorsuak (Nugsuak-N) reichen schwarze Schiefer bis nahe zum Meer herab. Bei Ekorgfat glaubte ich drei verschiedene Lager von dunkeln Tonschiefern übereinander unterscheiden zu können, wovon die zweite oder dritte aus von Bächen angeschwemmten Konkretionen einige Mollusken geliefert hat. Die erste Lage, etwa

[1]) Eine chemische Prüfung einer Kugel aus dem marinen Schiefer von Niakornat ergab viel $CaCO_3$, weniger $MgCO_3$, viel $FeCO_3$ (alles Eisen in Ferroform) und starken schwarzbraunen Rückstand von Ton.

200 m mächtig, deren mariner Charakter allerdings nicht bewiesen ist, reicht 1—2 km östlich des Gneissvorsprunges Ekorgfat bis zum Meer herab (vergl. Fig. 7 und 2 pag. 182). Diese mächtige Schieferlage scheint weiter gegen Osten ganz auszukeilen, resp. durch nicht marine Sandsteine ersetzt zu sein; denn man findet am Slibesteens-

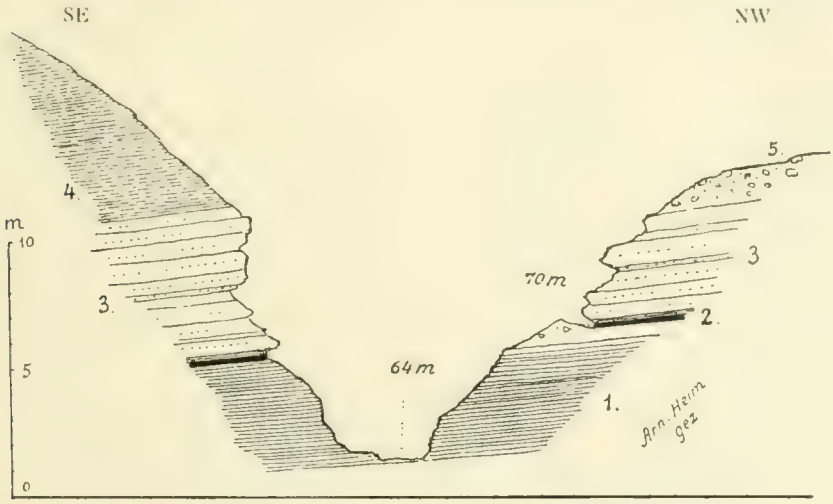


Fig. 7. Profil durch die Bachschlucht ca. 1 km östlig Ekorgfat, (bei 64 m über Meer).

1 = blaugraue Schiefertone.
2 = 0,25 m Kohlenflötz, von Grönländern ausgebeutet; darüber 0,5 m schwarzgrauer Schieferton.
3 = 6 m grauer, plattiger Sandstein mit Pflanzenresten.
4 = schwarzbraune Tonschiefer mit Toneisenstein-Plättchen (marin?) = 3 in Fig. 2 pag. 182.
5 = Moränendecke.

fjeld in entsprechender Schichthöhe diese schwarzen Tonschiefer nicht mehr[1]). Erst bei über 1000 m Höhe, über dem Slibesteensfjeld, sind die letzten Reste der marinen Tonschiefer zu finden.

Anhang: Die Kohlenmine Karsuarsuk

(vergl. Fig. 8, Taf. IX und XVII.)

Etwa 3 km westlich der Häuser Karsuarsuk liegt das einzige, rationell ausgebeutete Kohlenlager Grönlands. Die Grube wird vom dänischen Staate betrieben. Leiter war zur Zeit meiner Besuches Kapitän Söby; unter ihm stehen 3 dänische Arbeiter (Schmied, Schreiner und Vorarbeiter) und 8 grönländische Arbeiter. Zur Zeit der Winternacht muss die Arbeit ganz eingestellt werden, da der Weg über den gefrorenen Fjord meist nicht gefunden werden

[1]) Es besteht allerdings noch die Möglichkeit, dass die Schiefer 3 der Fig. 2 weiter östlich noch vorhanden wären, aber nicht mehr über Meer hinaufkämen. Dieser Deutung messe ich wenig Wahrscheinlichkeit bei.

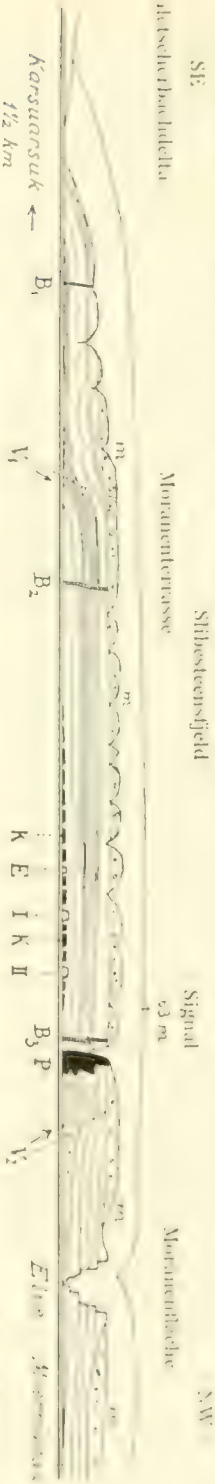


Fig. 8. Ansicht Skizze des Sedimentklints bei der Kohlenmine Karsuarsuk. Höhenmaßstab etwas übertrieben.

B, B = braune Basaltgänge. *L* = Lehmbänke.
P = Pikrit schwarz. *V₁, V₂* = Verwerfungen.
K = Kohlenflötz. *m* = Moränendecke des Sedimentklints.
I, II = Stollen der Kohlenmine.

kann[1]), und der Landweg ebenso gefährlich ist. Der Eingang in die Grube befindet sich am Strande, am Fusse des 40—50 m hohen Klints.

Im Frühjahr und Herbst wird die Hauptarbeit in der Grube ausgeführt, während im Sommer, wo der Fjord eisfrei wird[2]), die Arbeitskräfte mehr auf den Transport der Kohlen konzentriert werden. Da bei der Mine kein Hafen vorhanden ist und die Schiffe bei ungünstiger Witterung nicht landen können, muss die Kohle ins Lagerhaus Karsuarsuk verfrachtet werden. Bei günstigem Wetter kann das Motorboot täglich 3 mal die mit je etwa 30 Tonnen beladene Prahme von der Mine zum Lagerhaus schleppen.

Das Kohlenlager kommt unmittelbar über der Flutlinie zu Tage und bildet am Ausgehenden eine äusserst flache Welle (Fig. 8). Zwei Stollen in etwa 70 m Entfernung von einander, sind im Kohlenflötz in südlicher Richtung vorgetrieben worden, der östlichere Stollen I etwa 75 m weit. Das Kohlenlager, etwa 2 m mächtig, ist im Westen durch eine ½—1 m dicke Sandstein- und Schieferlage zweigeteilt. Es wird in westlicher Richtung mehr und mehr durch „Berg" ersetzt. Umgekehrt erweist sich das

[1]) Ich verdanke Herrn und Frau Kapitän Sony viele interessante Mitteilungen, die ich hier verwerten kann.

[2]) Nach frdl. Mitteilung von Frau Kapitän Sony wird der Abbau Anfang Februar begonnen und Ende November geschlossen. Das Eis öffnet sich Mitte Juni und schliesst sich wieder Ende October bis Anfang November.

Flötz gegen Osten und Südosten von immer besserer Beschaffenheit. An einer Stelle im Hintergrund von Stollen I konstatierte ich 2 m mächtige Kohle. Infolgedessen ist die Arbeit nun im Stollen II aufgegeben worden, während Stollen I mit Seitengängen und Strecken weiter ausgebaut wird. Das Kohlenflötz hat, wenn auch nicht einer mathematischen Ebene entsprechend, doch ein durchschnittlich leichtes Gefälle bergauswärts, was den Rollwagen-Transport sehr erleichtert (Fig. 6 pag. 191).

Die Stollen sind im äusseren Teil mit kräftigen Eichenbalken gesperrt und die Firste mit Brettern verschlagen. Im inneren Teil ist der Ausbau infolge des geringen Gebirgsdruckes überflüssig. Infolge der constanten, niedrigen Temperatur von — 3° C, was ungefähr dem Jahresmittel an der Tagesoberfläche entspricht, ist die Grube völlig trocken. Zur Zeit meines Besuches (27. VII. 1909) waren die Hohlgänge überall mit einer Kruste von glitzernden Eiskrystallen ausgekleidet. Dadurch wurde die Beobachtung der Felsen sehr erschwert.

Die Kohle sieht aus wie Steinkohle, ist schwarz, auf frischem Bruch mattglänzend (mit einzelnen pechglänzenden Streifen), compakt (nicht schieferig), ziemlich reich an fein zerteiltem Schwefeleisen. Wie aus den vorhergehenden Abschnitten hervorgeht, hat die Kohle obercretacisches Alter. Sie wird in Karsuarsuk, Umanak und den umgebenden Ortschaften zum Heizen der Häuser und Hütten im Winter verwendet. Die Hauptmenge jedoch wird vom grönländischen Lokaldampfer „Fox“ verwendet. Auf „Hans Egede“ soll sich die Kohle nicht bewährt haben. 1908 wurden 6000 Tonnen Kohle ausgebeutet, das ist mehr, als gebraucht wurde.

Die Basaltdecken.

In den Umgebungen von Karsuarsuk breiten sich die Basaltdecken über den Sedimenten in einer Höhe von etwa 1000 m über Meer aus.

Sehen wir vorerst von den Ganggesteinen ab, so können wir dreierlei Arten von Basalt in den Umgebungen von Karsuarsuk beobachten:

a. Basaltbreccie.
b. Basalt-Mandelstein.
c. Dichter, kompakter Basalt.

a. Basaltbreccien

sind auf der Insel Disko und besonders auf der Halbinsel Nugsuak sehr weit verbreitet. Sie bilden in Niakornat mächtige schwarz-

braune Felswände. Mehrere hundert Meter mächtig liegen dort grobere und feinere Breccienbänke mit ausgesprochenem, etwa 40° steilem Ostfallen und mehr oder weniger starker verticaler Klüftung (Taf. XV). Bis Kubikmeter grosse scharfeckige Basaltblöcke findet man als Bestandteile der Breccie. Die scharfeckigen Basaltbrocken, worunter dichter Basalt und Basaltmandelstein vorkommt, sind fest eingebettet in teilweise glasige Grundsubstanz. Zwischen den Einschlüssen und in unregelmässigen Klüften sind sekundär wieder weisse Zeolithe abgesetzt[1]).

Auch bei Karsuarsuk findet man als Basis der Basaltdecke mächtige Felswände von Breccien; zu unterst 15—20 m dunkel grünliche Breccie, reich an weissem Faserzeolith (Scolecit), darüber ca. 60 m tief braune Basaltbreccie vom Typus derjenigen von Niakornat. Dass diese Breccie jünger ist als die Kreidesedimente, liegt auf der Hand (vergl. Taf. X).

Die Entstehung so ausserordentlich mächtiger Basaltbreccien, wie besonders derjenigen von Niakornat, ist mir in der Natur wie heute nach mancher Überlegung noch rätselhaft geblieben. Man könnte einzelne Breccienlager wohl am ehesten erklären durch die Annahme, dass die im Innern noch flüssige oder zähe Basaltlava wieder in Bewegung geriet, so dass sich die zerbrechenden Krusten mit der flüssigen Lava mischen konnten. So wäre gleichzeitig auch durch rasche Abkühlung die oft glasige Beschaffenheit des Bindemittels der Breccie erklärt, die ich sonst in der Basaltgruppe nicht gefunden habe.

b. Basalt-Mandelstein.

Dieser Gesteinstypus ist von dem vorhergehenden nicht scharf abgegrenzt, indem mit Zeolith ausgefüllte Hohlräume auch in den Basaltbreccien vorkommen. Die Mandelsteine sind durch Serpentinisierung meist dunkel olivengrün gefärbt. Die Zeolith-„Mandeln" können die verschiedensten Dimensionen annehmen. Einzelne Basaltlagen sind mehr oder weniger regelmässig mit feinen Zeolithkügelchen weiss gesprenkelt. Die Drusen können aber auch bis über faustgross werden. Die schönsten Zeolithdrusen sammelte ich bei Ujarartorsuak (Fig. 2 und Taf. XIV) auf den Schuttkegeln der dortigen grossen Gletscherbäche. In der Regel ist der Basalthohlraum zuerst mit einer milchig-bläulichweissen, opalartigen Kruste über-

[1]) White und Schuchert (Bull. Geol. Soc. America, Vol. 9, p. 357, 1898) betrachten diese Breccie von Niakornat als „early Cretaceous or pre-Cretaceous", was mir sehr fraglich erscheint. Die ganze Masse von Niakornat kann ebensogut als Tertiär aufgefasst werden. Die orographisch tiefe Lage ist möglicherweise durch eine Ost-West verlaufende Verwerfung bedingt.

zogen, worauf dann die weissen, seidenglänzenden, radialstrahligen Garben von Skolezit und perlmutterglänzenden Schuppen von Stilbit aufsitzen[1]).

c. Dichter, compakter Basalt.

Der dichte, compakte Basalt ist hart und spröde und klingt unter dem Hammer. Die Anwitterungsfarbe ist meist tief braun, der frische Bruch schwarzgrau. Es ist die feste, ohne Blasenräume massig erstarrte Lava. Während weder Breccie noch Mandelstein besonders zu Absonderung neigen, zeigt der dichte, compakte Basalt vielfach die bekannte säulenförmige Absonderung. Es scheint, dass dieser Typus 3 im allgemeinen auf der Halbinsel Nugsuak besonders den höheren Teil der Basaltdecke einnehme. Der Ort Nugsuak am Westvorsprung der gleichnamigen Halbinsel steht auf regelmässig ca. 20° West fallenden compakten, braun angewitterten Basaltlagen. Während auf der Nordseite von Disko auf den Sedimenten zunächst Basaltbreccien folgen (Ujaragsugsuk), liegt auf Diskos Südseite gelegentlich der compakte, in hexagonale Säulen abgesonderte braune Basalt unmittelbar auf den Sedimenten (Makkak).

Da ich die Gesteine der Basaltdecken keiner näheren microscopischen Prüfung unterzogen habe, verweise ich auf die Arbeit von Belowsky[2]).

Anhang: Basaltconglomerat mit Gneissblöcken.

Es bleibt mir übrig, hier noch einer sonderbaren Conglomeratbildung zu gedenken, die orographisch im Zusammenhange mit der Basaltdecke steht und chronologisch offenbar ebenso mit den ersten Basaltergüssen der Decke zusammenfällt.

Als ich am oberen Rand des Schluchten-Cirkus, unmittelbar unter der unteren, aus Breccie bestehenden Hauptwand der Basaltdecke auf der Ostseite des Vesterfjeld (Taf. IX und X) von Süd nach Nord in der Höhe von etwa 1050 m entlang kletterte, stiess ich plötzlich auf eine mächtige Conglomeratbildung. Sie liegt genau in der Fortsetzung der unteren Basaltwand (20—21 in Taf. X) und ist

[1]) Herr Dr. R. Beder, Zürich, hatte die Freundlichkeit, diese Mineralien zu bestimmen. Sie sind in der Mineralogia Grönlandica von Boggild, Meddelelser XXXII 1905 aus der genannten Gegend noch nicht erwähnt. Herr Dr. Beder glaubt auch noch Calcit als Einschluss in Scolecit und Stilbit zu erkennen. Die milchige, opake Substanz hält er auf Grund des Wasserverlustes im Röhrchen nicht für Quarzsubstanz, sondern für eine dichte Zeolith-Modification (Scolecit?).

[2]) Max Belowsky l. c., Zeitschr. d. Deutsch. geol. G. 1905 p. 68—87.

aus der Ferne auch an der braunen Farbe und der Abwitterungsform vom Basalt kaum zu unterscheiden (Phot. Taf. XI).

Das Conglomerat besteht grösstenteils aus Blöcken von Basaltmandelstein, die bis 1 m Durchmesser haben. Nicht selten sind aber auch regellos eingestreute Blöcke von rotem und grauweissem Granitgneiss vorhanden. Die meisten sind ziemlich gut gerundet.

Man möchte an eine alte Ausfüllung eines kleinen, scharf in die unterste Basaltlage eingeschnittenen Tales denken, das unmittelbar nach der ersten Basaltausbreitung eingeschnitten und mit dem beschriebenen Conglomerat wieder ausgefüllt wurde. Tatsache ist, dass sich die jüngeren Basaltlagen wieder ungestört horizontal über die Conglomeratmasse hinweg ausdehnen (Taf. IX und Phot. Taf. XI).

Die Basaltgänge.

a. Allgemeines.

Das krystalline Grundgebirge, die Sedimente und vielfach auch die Basaltdecken sind von zahlreichen postcretacischen Gängen durchsetzt. Ganz besonders auffallend treten die Basaltgänge in den Sedimenten hervor, die von ihnen oft geradlinig quer durch viele hundert Meter Mächtigkeit durchsetzt sind (besonders Nugsuak-S, Patoot, Ata). In Bezug auf die Mächtigkeit herrscht grosse Verschiedenheit. Manchmal sind die Gänge nur 1 dm mächtig und trotzdem auf weite Strecken zu verfolgen. Ebenso mannigfaltig ist die Lagerungsform. Neben den gewöhnlichen vertical stehenden Quergängen kommen vielfach ächte „Sills“ (Lagergänge) vor und nicht selten kann man auch beobachten, wie Quergänge durch Sills miteinander verbunden sind. Eines der schönsten Beispiele dieser Art lässt sich am Strand bei Kook beobachten (Fig. 9).

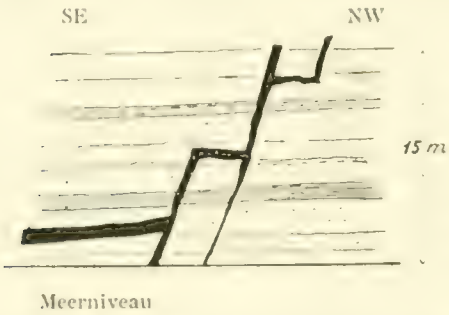


Fig. 9. Basaltgänge im Kreide-Sandstein am Strand bei Kook (ca. 1 km NW des Deltas).

Was die Gesteine selbst betrifft, lassen sich auf der Halbinsel Nugsuak zwei in ihrem Auftreten wie in ihrer metamorphosierenden Wirkung ganz verschiedene Arten unterscheiden, nämlich

1. Gewöhnliche Basaltgänge.
2. Peridotit.

Während die gewöhnlichen Basalte nur sehr geringe Kontaktmetamorphose am Nebengestein erzeugten und offenbar im allgemeinen bis an die damalige Oberfläche reichten, sind die Peridotite durch intensive Contaktwirkung ausgezeichnet. Es sind intrusive Tiefengesteine, die offenbar nie die damalige Oberfläche erreichten.

Die klassische Gegend der Peridotite ist die Umgebung von Karsuarsuk (in der Literatur Kaersut). Die Peridotite selbst haben zwar weniger die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt, als deren sekundäre Gänge und Kluftausfüllungen, die eine besonders durch starken Titangehalt hervorragende Hornblende „Kaersutit" enthalten. Der Name vom Orte Kaersut abgeleitet, ist 1893 von LORENZEN[1]) eingeführt worden, der diese Hornblende zuerst chemisch untersuchte. STEENSTRUP[2]) gab zu dieser Arbeit LORENZEN's die nötigen Mitteilungen über das Vorkommnis und die Lagerung des Kaersutits. Der Peridotit von Karsuarsuk (Kaersut) ist 1903 von PHALEN[3]) auf Grund des von SCHUCHERT und WHITE mitgebrachten Materials microscopisch untersucht und abgebildet worden. USSING giebt 1905 eine gute, kurze Charakteristik des Kaersutites in ROSENBUSCH's Physiographie[4]). Eine äusserst sorgfältige optische und chemische Untersuchung des Kaersutit hat neuestens WASHINGTON veröffentlicht[5]).

Es bleibt mir in dieser Arbeit übrig, die tektonischen und petrogenetischen Beziehungen der genannten Ganggesteine weiter aufzuklären und einige Worte über die Kontaktmetamorphose hinzuzufügen.

b. Die gewöhnlichen Basaltgänge.

Die Sedimente sind sowohl auf Disko wie auf Nugsuak an ungezählten Orten von braunen Basaltgängen durchbrochen. Das Nebengestein ist im allgemeinen nur schwach ungewandelt, und die kontaktmetamorphe Zone erreicht meist nur einige Dezimeter bis 1 Meter. Die Sandsteine und Tone sind etwas erhärtet, die Kohlenlager aber nicht graphitisiert. Orographisch ist trotzdem die Kontaktwirkung oft schon aus der Ferne deutlich, indem an den leicht abwitterbaren Sandgehängen nicht nur die nackten Basaltgänge, sondern mit ihnen auch die fest damit verklebten gehärteten Sandsteine mauerartig hervorragen (besonders Disko-S., Aumarutigsat).

[1]) LORENZEN, Meddelelser om Grønland VII 1893 p. 27.

[2]) STEENSTRUP in LORENZEN, l. c. p. 27—28.

[3]) W. C. PHALEN: Notes on the rocks of Nugsuaks Peninsula etc. Smithson. Misc. Col. Vol. XLV 1904 p. 183.

[4]) USSING in ROSENBUSCH und WÜLFING, Mikrosc. Physiogr. d. Miner. Vol. II IV. Aufl. 1905 p. 236.

[5]) WASHINGTON and WRIGHT: Kaersutite from Linosa and Greenland. Amer. journ. of Sc. Vol. XXVI, Sept. 1908; 1909 p. 187—211.

Es würde zu weit führen, die einzelnen Basaltgänge der Umgebungen von Karsuarsuk zu beschreiben. Man sieht die Gänge am steilen gelblichen Sedimentklint schon von weitem beim vorbeifahren im Boot, so z. B. bei Kook (Fig. 9) und in ganz entsprechender Weise am Kohlenklint am Nordfuss des Slibesteensfjeld (Taf. IX und Fig. 8 p. 194). Die Sedimente werden dabei nicht wesentlicht verstellt, während umgekehrt an Stellen von kleineren Verwerfungen (Fig. 8) keine Basaltgänge vorhanden sind. Die Verwerfungen sind nicht an die Basaltgänge gebunden. Der westlich der Kohlenmine folgende Küstenstrich bis Ujarartorsuak ist durch White und Schuchert[1]) abgebildet worden, zwar in einer Weise, die keine richtige Vorstellung des Küstenstriches giebt. Die Sedimente sind viel zu steil aufgerichtet dargestellt. Hier finden wir besonders eine ausgesprochene Störung, die von White und Schuchert als Verwerfung aufgefasst wird. Ein vertikaler Basaltgang, der die äusserst schwach östlich geneigten Sandsteinschichten nicht zu verwerfen scheint, befindet sich etwa 200 m weiter östlich daneben.

Auch im Hintergrund des Karsuarsuk-Tales sieht man zahlreiche braune Basaltgänge. Sie sind schmal und durchsetzen die Basaltdecken (deshalb in Taf. IX nicht hervorgehoben; dagegen vergl. Phot. Taf. XI, Gipfelpartie des Vesterfjeld). Dass die dunkeln Ganggesteine auch das krystalline Grundgebirge durchbrechen, konnte ich bei Ekorgfat, und besonders zwischen Akuliarusersuak und Karajak, auch aus der Ferne an der Felsinsel Sagdlek im Umanak-Fjord beobachten. An den 2 letzgenannten Orten sind die zugehörige Basaltdecke und die Sedimente aber seit der Zeit der Basaltausbrüche längst abgetragen worden.

Die relative Altersfrage inbezug auf den Peridotit konnte ich leider nicht entscheiden, da ich nirgends das eine der beiden Gesteine das andere quer durchbrechend fand. Unmittelbar westlich der Kohlenmine Karsuarsuk hingegen tritt ein bräunlichgrauer Basaltgang von 0,3 bis 0,4 m Dicke so nahe an den mächtigeren Pikritgang heran, dass er noch die vom Pikrit bewirkte kontaktmetamorphe Sedimentzone durchschneidet (Fig. 10). Ich konnte weder macroscopisch noch microscopisch feststellen, ob der Basaltgang die schon kontaktmetamorphen Sedimente durchbrochen hat oder ob umgekehrt der Basaltgang älter ist als die Peridotitmasse. Die erstere Annahme ist mir die wahrscheinlichere.

Microscopisch lässt sich im Dünnschliff feststellen, dass das braungraue Ganggestein bei der Kohlenmine ein ächter Olivinbasalt ist. Die Struktur ist porphyrisch und zugleich inter-

[1]) Bull. Geol. Soc. America Vol. 9, 1898 p. 351.

sertal Grosse, mehr oder weniger isometrisch polygonale, farblose bis grünlich serpentinisierte Olivinkörner (bis 3 mm Durchmesser) liegen als Einsprenglinge in einer Grundmasse, die aus dichter Substanz (zersetztes Glas) und Plagioklasnädelchen besteht. Nach der Auslöschungsschiefe scheint Labrador bis Bytownit vorzuliegen.

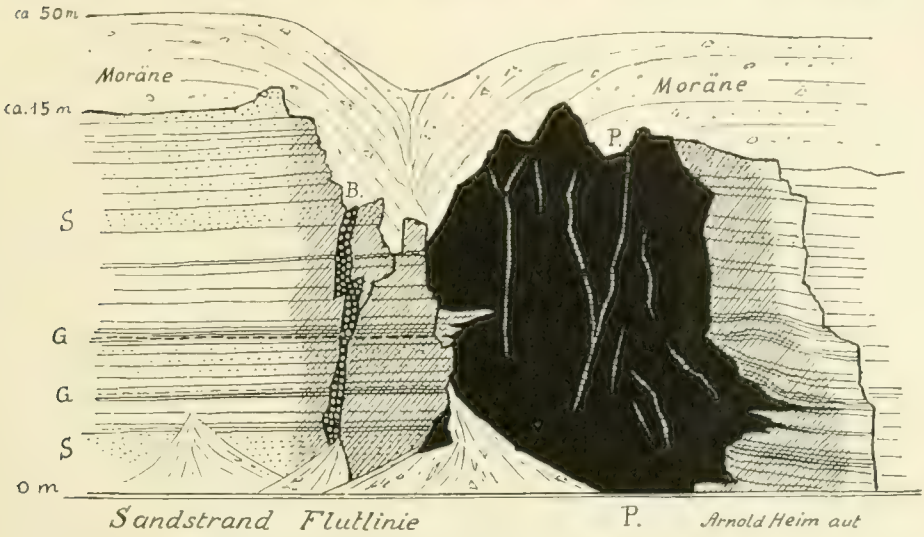


Fig. 10. Ansicht des Peridotit (Pikrit) *P* (schwarz) und Basaltganges *B* bei der Kohlengrube Karsuarsuk, vom Strand aus.

S = Sandstein, *G* = Kohlenschmitzen, z. T. in Graphit umgewandelt. Kontaktmetamorphe Sedimente schräg schraffiert.

Diese Plagioklas-Nädelchen greifen filzig durcheinander und sind oft radial-strahlig angeordnet. Daneben kommen vereinzelte kleine Augitkörner vor.

c. Basalt-Sills.

Unter „Sill“ versteht man in englischer Sprache ein den horizontalen Schichten folgendes, intrusives Lager, also das, was der Deutsche als „Lagergang“ bezeichnet. Das englische Wort ist besser und kürzer und kann auch in anderen Sprachen vorzugweise angewendet werden.

Obwohl die Festigkeit der NW-grönländischen Sedimente nicht gross ist und sich auch keine ausgesprochen feste Bänke zwischen loseren Bildungen einschalten, lassen sich die Sedimente von intrusiven Magmen besonders leicht nach der Schichtebene aufreissen. Das zwischen die Schichtflächen eindringende Magma bildet einen Sill. Besonders schöne Basaltsills beobachtete ich auf der Südseite der Halbinsel Nugsuak an den Berghängen ob Manek und Patoot, in verschiedenen Höhen, besonders bei 500—700 m. Die Neigung

zur Sillbildung zeigt auch Fig. 9 pag. 198 von Kook. Einen braunen Sill sah ich auch vom Boot aus an der Sedimentküste bei Ujarartorsuak, 2—3 km westlich der Kohlenmine.

Eine eigenartige Erscheinung konnte ich bei 388 m Höhe südlich der Häuser Karsuarsuk beobachten. Ein 1,5 m mächtiger, horizontaler, brauner Basaltsill ist mitten im Peridotit eingelagert, der selbst als ganzes einen Sill in den Sedimenten bildet (Fig. 11 und Taf. XVI).

Auch dieser Basalt hat etwas porphyrisches Aussehen, indem einzelne grünliche Olivinkörner von einigen mm Durchmesser und Augite macroscopisch hervortreten. Der Dünnschliff, der nicht gerade ein Olivinkorn durchsetzt, erweist sich jedoch als olivinfrei und feinkörnig krystallin. Er hat dadurch ein ganz anderes microscopisches Aussehen als der Basaltgang bei der Kohlenmine. Abgesehen von den vereinzelten Olivinkörnern kann man das Gestein als olivinfreien Feldspath-Basalt mit gleichmässig-körniger Struktur bezeichnen. Hauptgemengteil ist basischer Plagioklas von der Gruppe Labrador bis Bytownit; er bildet kurze idiomorphe Nadeln und Prismen von durchschnittlich 0,5 mm Länge. Die Zwischenräume zwischen den Feldspäten sind ausgefüllt von einer intensiv gelbbraunen Substanz; es ist möglicherweise ein Zersetzungsprodukt von Augit in Hornblende. Als weiterer wesentlicher Gemengteil tritt hinzu violettbrauner Augit. Kleine Erzkörnchen sind massenhaft. Reihenfolge der Ausscheidung: Plagioklas, Augit, Erz, zuletzt braune Füllmasse.

Der beschriebene und in Fig. 11 abgebildete Basalt-Sill scheint jünger zu sein als der dortige Peridotit-Sill.

Die Peridotite und Pikrite.

a. Allgemeines.

Die Peridotite treten in der näheren Umgebung von Karsuarsuk an 3 Lokalitäten auf:

1. Am Nordabhang des Østerfjeld, südlich der Häuser Karsuarsuk, bei 360—420 m Höhe.
2. Am Ostabhang des Slibesteensfjeld bei ca. 300—360 m.
3. Am Strand bei der Kohlenmine (vergl. Taf. IX).

In den beiden ersten Fällen bilden die Peridotite typische Sills; im dritten Fall sehen wir einen breiten Gang vor uns.

Auf den ersten Blick könnte man die Peridotit-Sills für grüne Tufflagen betrachten, da sie horizontal geschichtet sind, sehr stark verwittern und zu einem Olivinsand zerfallen. Die starke Kontakt-

metamorphose, die sie am Nebengestein ausgeübt haben, sowie das Auftreten des gleichen grünen Gestein als Gang bei der Kohlenmine lassen aber schon in der Natur die magmatische Herkunft feststellen. Dass südlich Karsuarsuk und am Slibesteensfjeld die Sedimente im

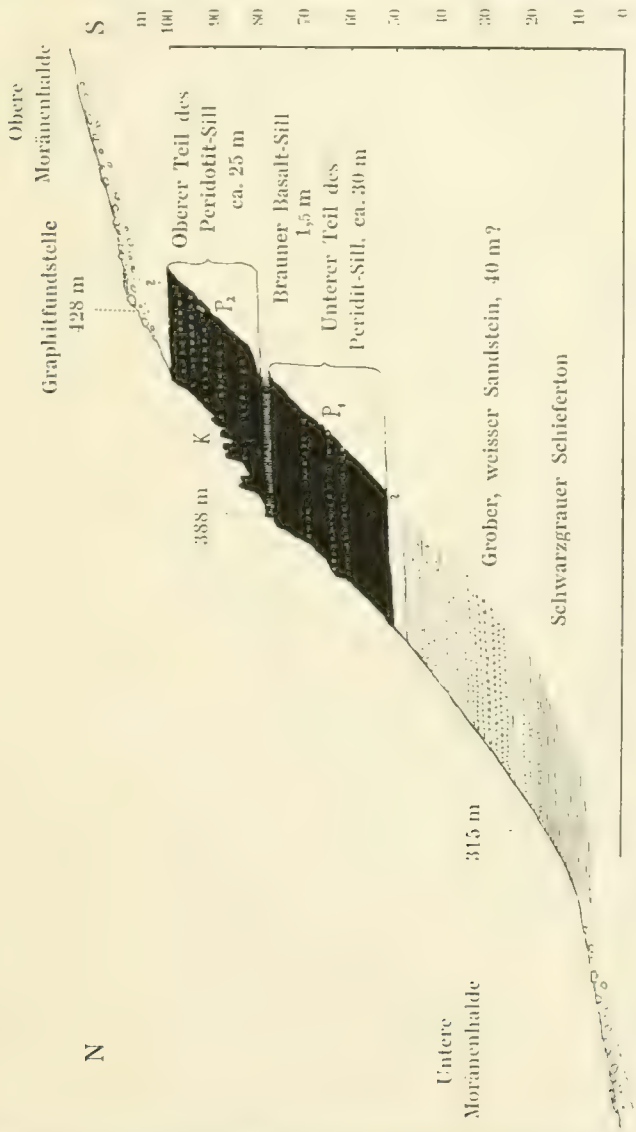


Fig. 11. Profil durch den Peridotit-Sill südlich ob Karsuarsuk.
K = Kaersutit — Fundstelle.

Hangenden wie im Liegenden kontaktmetamorphosiert sind, beweist ferner, dass es sich nicht um Ergussgesteine, sondern um intrusive Tiefengesteine handelt, die zur Zeit ihrer Bildung wohl nie mit der Oberfläche in Verbindung gestanden sind.

Es sollen im Folgenden die drei Vorkommnisse für sich betrachtet werden.

b. Der Peridotit-Sill am Nordabhang des Østerfjeld.

Schon von Karsuarsuk aus erkennt man ein grünliches düsteres Band, das an dem ausgedehnten sanft ansteigenden Moränengehänge des Østerfjeld eine leichte Steilstufe bildet (Taf. IX u. Taf. XVI Fig. 1). Die Mächtigkeit beträgt 55—60 m. Das Gestein sieht in überraschender Weise horizontal geschichtet aus. Diese „Horizontalschichtung" wird hervorgebracht durch lagenweise verteilte sphaerische Augitaggregate von 1—2 cm Durchmesser. Das Verwitterungsprodukt ist ein grünlicher Olivin-Serpentinsand, gemengt mit solchen schwarzbraunen Augitaggregaten. Die ganze Masse, offenbar ursprünglich einheitlich, ist in horizontaler Richtung durch den auf Seite 202 beschriebenen braunen Basalt-Sill in zwei gleichwertige Teile gespalten (Fig. 11). Das frische Gestein ist äusserst zähe, olivengrün

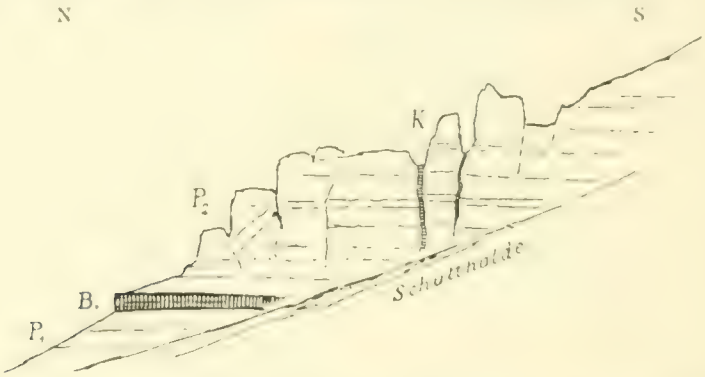


Fig. 12. Kaersutit Fundstelle im Peridotit-Sill des Osterfjeld, Karsuarsuk.
P_1 = unterer Teil des Peridotit-Sill.
P_2 = oberer — —
B = Basalt-Sill, 1,5 m.
K = Kaersutitgestein.

(Olivin-Serpentin) und schwarzbraun gesprenkelt (Augit). Beim Schlagen von Handstücken erkennt man, dass das ganze Gestein durch und durch derart struirt ist, dass es sich am leichtesten in horizontaler Ebene spaltet. Diese Erscheinung kann ihren Grund einzig und allein in der Art und Weise der Erstarrung des Magmas haben; denn seit der Intrusion hat keinerlei Gebirgsbildung eingegriffen (Fig. 12 und Taf. XVI Fig. 2).

Das microscopische Bild der Dünnschliffe ist sehr klar. Die Struktur ist holokrystallin, poikilitisch; Hauptgemengteile sind Olivin und Augit, Nebengemengteile braune Hornblende, grüner Serpentin[1]) und Erzkörnchen. Die untersuchten Dünnschliffe sind völlig frei von Feldspat.

[1]) Phalen bezeichnet das grüne Verwitterungsprodukt des Olivins ohne Begründung als Chlorit oder Prochlorit.

Demgegenüber aber erwähnt PHALEN[1]) in seiner Untersuchung der Olivingesteine von Kaersut auch Feldspat (Ab_1An_1) und nennt daher das Gestein Peridodit var. Pikrit. WASHINGTON[2]) aber bezeichnet im Gegensatz zu PHALEN das Muttergestein der Kaersutit führenden Gänge ebenso als Peridotit.

Ausser den oben genannten Gemengteilen enthält der Peridotit nach PHALEN als Nebengemengteile auch noch Biotit, Magnetit, Limonit, Haematit, Apatit, Chromit und Pleonast. Ob wirklich Limonit im frischen Gestein vorhanden ist, scheint mir fraglich. Die secundäre kaersutitartige und in Serpentin (Chlorit) übergehende Hornblende ist oft sehr leicht mit Limonit zu verwechseln[3]). Das Vorhandensein von Hornblende, die PHALEN nicht erwähnt, habe ich aber mit Sicherheit feststellen können.

Fig. 13. Dünnschliff aus dem Peridotit-Sill am Østerfjeld Karsuarsuk, NW-Grönland. 20 × 1.

Einschlüsse von Olivin *O*, zum Teil serpentinisiert *S*. in Augit *A*. Erzkörnchen *E* schwarz.

Der Olivin tritt in scharf umgrenzten, mehr oder weniger idiomorphen farblosen Körnern von bis 4 mm Durchmesser auf. Teils sind sie noch ganz frisch, teils von innen oder aussen her in Serpentin umgewandelt (Fig. 13, 14, 15, Taf. XX).

Die Olivinkörner sind von (bis 2 cm) grossen, einheitlich auslöschenden Augiten umgeben; mit anderen Worten: die Olivin-

[1]) W. C. PHALEN, Smithson. Miscell. Col. Vol. XLV, 1903 p. 195.

[2]) WASHINGTON, Americ. Journ. of Sc. Vol. XXVI, 1908 p. 193.

[3]) PHALEN (l. c. p. 196) schreibt: „Accompanying the separation of prochlorite there is much light-brown iron oxyde, limonitic matter, resulting from the ferruginous portions of the Olivine. Often these ferritic portions are oriented in fairly parallel layers about the prochlorite nuclei".

körner treten als Einschlüsse im Augit resp. der Hornblende auf. Der Augit ist im Dünnschliff violett-bräunlich, sehr schwach pleochroitisch.

Den Augiten an Masse untergeordnet findet man in den Dünnschliffen auch kleinere Partien eines intensiv rotbraunen Minerals, das kleinere Zwischenräume zwischen den Olivinen ausfüllt und wie der Olivin in Serpentin übergeht. Es giebt auch grössere solcher brauner Gemengteile, die Olivine einschliessen und wie der Augit einheitlich auslöschen. Die Natur des zu bestimmenden Minerals wird aufgeklärt durch das gelegentliche Vorhandensein eines Augitkerns, mit dem sowohl die Spaltbarkeit als auch die Auslöschung übereinstimmt (Fig. 15). Das braune Mineral erweist sich als eine Hornblende. Farbe, Spaltbarkeit, Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe (Maximalwerte gemessen 12; 12,5; 13; 13,5°) stimmen mit der Kaersutit-Hornblende so auffällig überein, dass auch eine chemische Übereinstimmung (hoher Titangehalt) sehr wahrscheinlich ist. Chemisch lässt sich die Hornblende aber wohl nicht analysieren, da sie nicht aus dem Gestein isoliert werden kann.

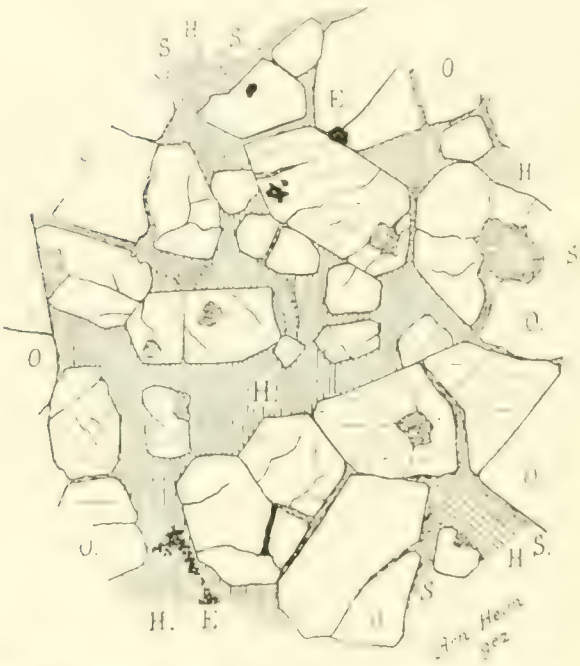


Fig. 14. Dünnschliff aus dem Peridotit-Sill am Osterfjeld, Karsuarsuk, NW-Grönland. 40 × 1.

Einschlüsse von Olivin *O*, zum Teil in Serpentin *S* umgewandelt, in Kaersutit-Hornblende *H*. Erzkörnchen *E* schwarz.

Da die Hornblende einerseits als Randzone um den einheitlich damit auslöschenden Augit auftritt, andererseits als letztes magmatisches Ausscheidungsprodukt kleine Zwischenräume der Olivine ausfüllt, müssen wir annehmen, dass die Kaersutit-artige Hornblende im Peridotit nach vorgeschrittener Erkaltung den Augit vertritt. Handelt es sich wirklich um echten Kaersutit im Peridotit, so wäre auch ein hoher Titangehalt des Augites denkbar.

Dies trifft aber nach der Analyse nicht zu, die PHALEN[1]) vom Augit des Peridotites von Karsuarsuk veröffentlicht hat.

Die Mineralien des Peridotites zeigen die Tendenz, sich in optisch gleicher Orientierung aneinander zu schmiegen. Am wenigsten ausgesprochen ist diese Erscheinung bei dem zuerst aus dem Magma ausgeschiedenen Olivin; weit deutlicher zeigen sie die Augite, die sich oft so aneinanderlagern, dass sie völlig einheitlich auslöschen und nur im gewöhnlichen Licht als verschiedene Individuen erkennbar sind. Die Hornblende setzt sich mit Vorliebe in genau gleicher Orientierung am Augit fest. Endlich zeigt selbst der Serpentin gleiche Orientierung wie die Hornblende, wenn er aus Hornblende hervorgegangen ist, so dass fast eine Pseudomorphose von Serpentin nach Hornblende zustande kommt (Fig. 15 S_x). Die Reihenfolge der Mineralbildung ist die folgende: Olivin und Erzkörner → Augit → Hornblende. Der Abbau in Serpentin vollzieht sich nach folgendem Schema:

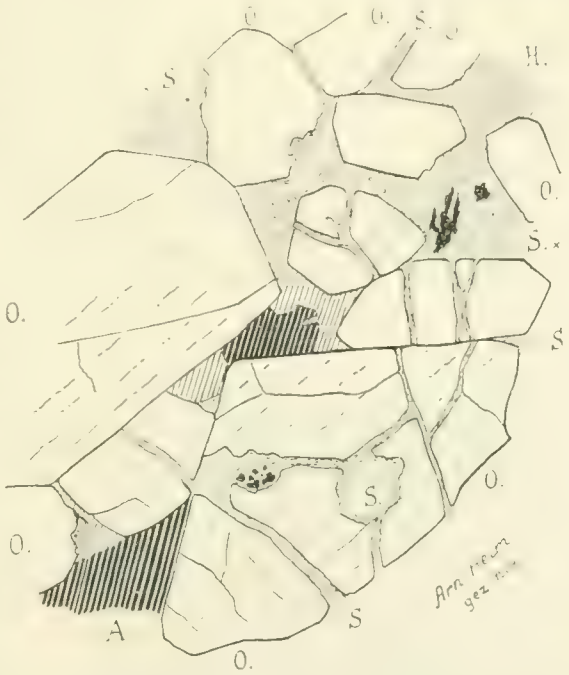


Fig. 15. Dünnschliff aus dem Peridotit-Sill am Østerfjeld, Karsuarsuk, NW-Grönland. ca. 40 × 1.
A = Augit, *H* = Hornblende, *S* = Serpentin, *O* = Olivin.

$$\left.\begin{array}{r}\text{Olivin} \rightarrow \\ \text{Augit} \rightarrow \text{Hornblende} \rightarrow\end{array}\right\} \text{Serpentin.}$$

c. Die Peridotit-Sills am Slibesteensfjeld.

Es handelt sich hier um zwei intrusive Lager übereinander, die von Sandstein getrennt sind. Das Gehänge ist stark verschüttet und die Kontaktflächen nicht aufgeschlossen. So weit wie das grüne, verwitterte Gestein reicht, zeigen sich sowohl im Hangenden wie im

[1]) W. C. PHALEN: Smithson. Misc. Coll. Vol. XIV p. 194, 1904 p. 197.

Liegenden die typisch kontaktmetamorphen Sedimente, die später beschrieben werden sollen. Möglicherweise steht der Peridotit des Slibesteensfjeld im innern des Berges mit dem Gang bei der Kohlenmine in Verbindung. Allerdings sind die Ausbildungen beider Lokalitäten nicht identisch, indem am Slibesteensfjeld die für den Peridotit des Østerfjeld wie für den bei der Kohlenmine charakteristischen Secundärgänge mit Kaersutit hier vollständig zu fehlen scheinen.

d. Der Peridotit (Pikrit)-Gang bei der Kohlenmine Karsuarsuk

(Fig. 10, p. 201, Taf. XVIII.)

In unregelmässiger Form, unten 15 m breit, oben sich zu einem schmalen Gang verengend, durchbricht hier der Peridotit stockartig die Sedimentgesteine. Ob die beiden Sediment-Flanken wesentlich verstellt sind oder nicht, lässt sich nicht sicher entscheiden. Die Sedimente sind nicht wie im allgemeinen bei den Basaltgängen in geometrisch geradlienigen Spalten abgeschnitten, sondern gestaut, angeschmolzen, z. T. vielleicht auch resorbiert, nach den Schichtfugen aufgepresst und imprägniert. Im östlichen Teil ragt eine Spitze von kontaktmetamorphem Sedimentgestein 4 m weit in den Peridotit hinein (Fig. 16). Auf der Westseite sieht man umgekehrt, wie die Sedimentschichten gestaut sind und sich die Peridotitmasse zwischen den Sedimenten ausspitzt (Fig. 10 pag. 201). Schon die äussere Form des Ganges zeigt an, dass das Magma in der Tiefe in die Sedimente eingedrungen und nicht einer vorgebildeten Spalte gefolgt ist.

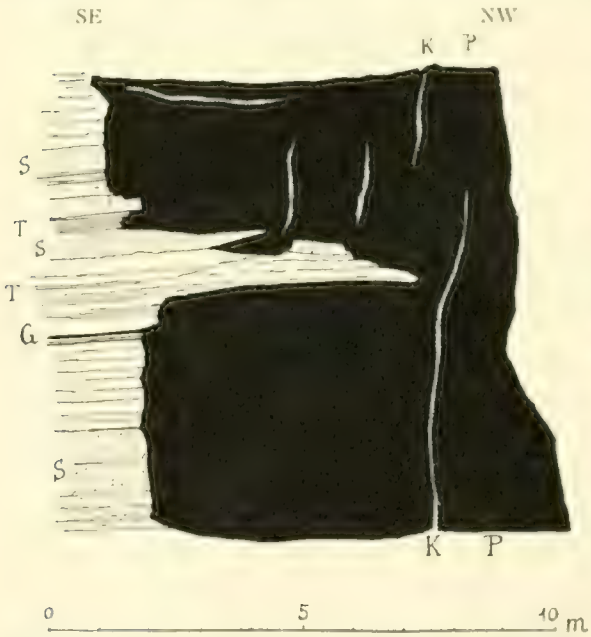


Fig. 16. Detail des Kontaktes der Sedimente (links) mit dem Pikritgang (schwarz), bei der Kohlenmine Karsuarsuk.

P = Pikrit.
K = Gänge von Kaersutitgestein.
S = Gefritteter Sandstein.
T = Tonige Schichten, in Hornstein umgewandelt.
G = In Graphit umgewandelte kohlige Schmitzen.

Die mikroscopische Struktur dieses grünen Ganggesteines weicht etwas ab von derjenigen des Peridotites am Østerfjeld, indem hier ausser Olivin und Augit auch Feldspat vorhanden ist. Es hat dadurch etwas gabbroiden Typus und kann als Pikrit oder Pikrit-Peridotit bezeichnet werden. Relative Mengen und Reihenfolge der Mineralbildung sind etwa die folgenden:

Erzkörnchen (vereinzelt) → Olivin $^{4}/_{9}$ → Augit $^{4}/_{9}$ → Feldspat $^{1}/_{9}$ → Hornblende.

Olivin und Hornblende sind sekundär mehr oder weniger stark in Serpentin umgewandelt.

Der Olivin tritt als Einschluss im Augit, aber auch für sich auf, und hat das gleiche Aussehen wie im Peridotit des Østerfjeld. Die Augite sind weniger gross als dort, die einzelnen Krystalle mehr oder weniger automorph und deutlicher gesondert. Die Hornblende, die sehr untergeordnet und xenomorph auftritt, hat genau das Aussehen des Kaersutites. Die Auslöschungsschiefe liess sich nicht genau feststellen. Die Feldspat-Nadeln sind frisch erhalten. Messungen der symmetrischen Auslöschungsschiefe von Zwillingen ergaben 25—30°, was dem Charakter des Bytownits entspricht.

Die zahlreichen sekundären Gänge, die der Pikritgang einschliesst, und die Kontaktmetamorphose, die er erzeugt hat, sollen später besprochen werden.

e. Der Pikrit von Niakornat.

Vom Orte Niakornat aus führt ein schmaler Fusspfad westlich über die wilden, dunkeln Felsen grober Basaltbreccie bis zu 250 m Höhe hinauf. Von dort gelangt man südwestlich einem „toten Gletscher“ entlang aufwärts über weite Flächen von alter Inlandeismoräne und abermals eine steile Schutthalde hinauf bis zu der den Bewohnern von Niakornat bekannten Graphitgrube[1]) bei 485 m. Wenig westlich und südlich darüber, bei 500—550 m tritt das anstehende Gestein hervor: teils brecciöser Basalt, teils ein zu einem grünen Sand verwitterndes, horizontal geschichtetes Gestein, das sich unter dem Mikroscop als Pikrit erweist. Noch höher, über dem ersten Basaltfelskopf, folgen abermals ausgedehnte Lager des grünen Gesteins bis 660 m. Die Augite sind in Form von bis kopfgrossen Klumpen besonders angereichert. Nebel verhinderte weiteren Überblick über die Ausdehnung der grünen Gesteine, die sich vermutlich noch weit östlich fortsetzen. Die Analogie der Lagerung in Form von Sills mit den Peritotit-Sills von Karsuarsuk springt in die Augen.

[1]) Graphit = grönländisch Akartlosak.

Hier liesse sich vielleicht bei näherem Studium die Altersfrage der Intrusion dieser grünen Gesteine in Beziehung zur gewöhnlichen Basaltgruppe entscheiden.

Die microscopische Prüfung eines Dünnschliffes aus der Höhe von etwa 550 m westlich der Graphitgrube ergiebt folgendes:

Das Gestein ist ein ächter Pikrit, besteht aus ca. 1/2 sehr stark in Serpentin (Prochlorit) umgewandeltem Olivin, ca. 1/4 Feldspatnädelchen und 1/4 Augit, wobei die Reihenfolge der Ausscheidung die folgende ist: Erzkörnchen → Olivin → Feldspat → Augit. Die Augite sind mit Plagioklasnädelchen filzig durchdrungen, die Augitformen völlig xenomorph. Nur ausnahmsweise sind einzelne Augite gleichzeitig oder vor dem Feldspat idiomorph ausgeschieden. Die Augite sind im Dünnschliff fast farblos.

Die filzigen, feinen Plagioklas-Nädelchen bilden eine Art Grundmasse zwischen den Olivinkörnern, und werden oft in Aggregaten von Augit verklebt.

Das Kaersutit-Gestein.

a. Østerfjeld.

(Taf. XVI, Fig. 2.)

1. Lagerung.

Das bis jetzt einzig bekannte Vorkommnis des Typus der Kaersutit-Hornblende ist der Peridotit-Sill von „Kaersut", am Nordabhang des Østerfjeld (Taf. IX)[1]. Von hier stammen die Gesteinsproben, die von Lorenzen, Ussing und Washington untersucht worden sind. Wie bereits Steenstrup[2]) erwähnt, bildet das Kaersutitgestein schmale Gänge in der „eigentümlichen, grünen Bergart".

Die Hauptfundstelle befindet sich nördlich Punkt 428 der Kartenskizze Taf. IX. Zwei Gänge treten bei 390—400 m Höhe in den wild ausgewitterten Peridotitfelsen besonders deutlich hervor (vergl. Fig. 12 p. 204 und Taf. XVI Fig. 2). Sie haben 1,2 m horizontalen Abstand von einander, stehen annähernd vertikal und laufen annähernd west-östlich dem Abhang entlang. Der eine dieser beiden Gänge hat 9—20 cm Dicke (Taf. XXII), der andere bildet nur eine dünne Ader von etwa 2 cm Kluftbreite. Bei genauerem Zusehen lässt sich erkennen, dass das Peridotitlager an diesen Spalten um etwa 2 dm verworfen

[1]) Herr Docent Ravn hat auf unserer gemeinsamen Reise die Fundstelle zuerst wieder aufgesucht und mir davon in freundlicher Weise Kenntnis gegeben.

[2]) K. J. V. Steenstrup in Lorenzen, Meddelelser VII 1892 p. 27—28.

worden ist (Fig. 12). Der Kontakt der Spaltenfüllung zum Nebengestein ist messerscharf.

Ausser den genannten „greifbaren" Gängen von Kaersutit-Gestein durchschwärmen noch zahlreiche viel feinere weisslich angewitterte Adern desselben Gesteins das Peridotitlager, wobei auch diese den Peridotit vorherrschend vertical durchsetzen. Von wenigen Centimeter dünnen Adern bis zur blossen tauben Kluftfläche lässt sich keine Grenze ziehen.

Niemals tritt das Kaersutitgestein aus dem Peridotit heraus. Es ist nur innerhalb des peridotitischen (resp. pikritischen) Magmas entstanden.

Schon ohne nähere microscopische und chemische Untersuchungen weisen diese Beobachtungen darauf hin, dass das Kaersutit-Gestein nicht als Ganggestein in gewöhnlichem Sinne aufgefasst werden kann. Eine Verbindung der kaersutitführenden Gänge mit der Tiefe ist weder am Østerfjeld, noch bei der Kohlenmine zu beobachten. Unmittelbar drängt sich in der Natur der Gedanke an **pneumatolytische Entstehung** auf.

2. Makroskopisches Aussehen im allgemeinen.

Erreichen die Gänge mehr als 5 cm Durchmesser, so ist in der Regel die Kaersutit-Hornblende in Form von dunkel violettbraun bis schwarzen glänzenden Nadeln und Prismen von bis 3 cm Länge und ½ cm Dicke ausgebildet. Die Nadeln wachsen in allen Richtungen und sind in eine vorherrschend aus Feldspat bestehende weissliche bis grünlichgraue, grobkörnige Masse eingebettet. Das Gestein sieht dadurch filzig weiss und tiefbraun gesprenkelt aus (Taf. XXII und XXIII Fig. 1). Vielfach lässt sich konstatieren, dass die Kaersutitkrystalle am Rande der Gänge besonders schön ausgebildet sind und mehr oder weniger senkrecht an den Wänden aufsitzen, während in der Mitte die Krystallindividuen kleiner und regellos angeordnet sind. Diese Erscheinung spricht zu Gunsten der Annahme einer pneumatolytischen Entstehung.

Makroskopisch erkennt man auch einzelne dunkle Glimmerblättchen, ferner ziemlig häufig zwei Arten nicht näher bestimmter Zeolithe, einen rein weissen, etwas faserigen und einen glasigen, quarzähnlichen in vereinzelten Körnern (Taf. XXII).

3. Mikroskopie.

Während Washington den Kaersutit sehr genau beschreibt, macht er nur wenige Angaben über das merkwürdige Gestein, das den Kaersutit enthält. Eine chemische Analyse nicht nur des Kaersutits, sondern auch des Gesteins, wäre sehr wünschenswert.

Das Gestein ist holokrystallin und besteht zu $^1/_2$—$^3/_5$ aus Feldspat, $^1/_2$—$^2/_5$ aus Kaersutit. Nebengemengteile sind Apatit, Ilmenit oder Magnetit, Pyrit, Zeolith (Analcim?), Biotit, brauner Augit und grüner Augit; secundär feine grüne sphaerolithische, stark lichtbrechende Körnchen von Epidot(?) in isotroper Substanz (Analcim?) und Calcit. Reihenfolge der primären Ausscheidung:

Erzkörner und Apatit → Kaersutit → Feldspäte.

Die bis mehrere Millimeter grossen Feldspäte sind meist sehr basische Plagioklase, deren Auslöschungsschiefen auf Labrador-Bytownit schliessen lassen. Daneben kommen stark verwitterte Alkalifeldspäte (Orthoklas?) vor, ferner wie schon Washington angiebt solche mit maschigen Zwillingsverwachsungen.

Die Kaersutit-Hornblende ist in schön frischem Zustand erhalten und idiomorph ausgebildet, mit Prisma, Pinakoid und Pyramide. Zwillinge sind nicht selten. Die Farbe wechselt infolge des sehr starken Pleochroismus von tiefem rostbraun bis zu hellem gelblichbraun. Während Ussing und Washington als Auslöschungsschiefe 10° angeben, fand ich auch noch etwas höhere Winkelbeträge von $c:\mathfrak{c}$, z. B. 11°; 12°; 12,5°; 13° bis 13,5°. Chemisch zeichnet sich der Kaersutit nach Washington durch hohen Titangehalt aus (10% TiO_2), nicht aber durch Zinngehalt, wie Lorenzen irrtümlich angegeben hat. Ich verweise für weiteres auf die sehr gründliche Arbeit Washington's[1]).

Apatit ist ziemlich reichlich in glasklaren und völlig idiomorph ausgebildeten Prismen bis zu einigen Millimetern Länge vertreten. Als zuerst ausgeschiedenes Mineral tritt er besonders als Einschluss im Kaersutit auf (Phot. Taf. XXIV).

Von besonderem Interesse ist noch das zwar vereinzelte Auftreten zweier Augitarten in Form kleiner stumpfer Prismen. Der violette Augit stimmt vollkommen mit demjenigen des Peridotits überein. Die Rolle von Amphibol und Augit ist in beiden Gesteinen genau reciprok: Im Peridotit-Muttergestein bildet der violette Augit einen Hauptbestandteil, während Kaersutithornblende nur spärlich da und dort als letztes Ausscheidungsprodukt auftritt. Im Kaersutitgestein umgekehrt bildet der Kaersutit den Hauptbestandteil, während der violette Augit nur reliktenartig in vereinzelten Körnchen auftritt. Olivin, der im Muttergestein der wichtigste und zuerst ausgeschiedene Gemengteil ist, fehlt vollständig im Kaersutitgestein.

[1]) Washington and Wright, Amer. journ. of Sc. Vol. XXVI No. 153, 1909 p. 192

4. Gang im Kaersutitgestein des Østerfjeld.

Bildet schon das Kaersutitgestein schmale Gänge innerhalb der peridotitischen Intrusionen, so kommt ausserdem merkwürdiger Weise noch vor, dass ein Gang von Kaersutitgestein selbst noch einen Gang dritter Ordnung einschliesst. Schon Giesecke und Steenstrup haben seinerzeit am Østerfjeld solche Gesteinsproben von Gängen in Gängen gesammelt, und Steenstrup hat in Meddelelser VII Taf. I Fig. 3 davon eine Abbildung gegeben. Offenbar stammt das eine Stück, das ich lose nördl. Punkt 428 der Taf. IX gefunden und in Fig. 17 schematisch abgebildet habe, von der genau gleichen Stelle.

Das von mir gefundene Gangstück von Kaersutitgestein ist 10—15 cm breit und in der Mitte, wie Fig. 17 zeigt, durch ein sehr feinkörniges, hellgraues, sandsteinartiges Ganggestein dritter Ordnung von etwa 5 cm Mächtigkeit ausgefüllt. Der Gang von Kaersutitgestein muss in der Mitte gespalten und von einem letzten Ausscheidungsprodukt injiciert worden sein.

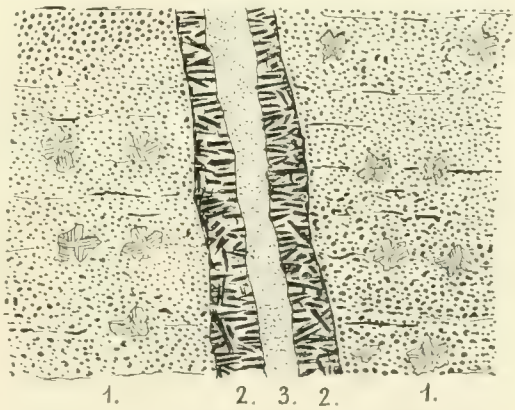


Fig. 17. Gang im Kaersutitgestein, Østerfjeld, Karsuarsuk. 1/6 nat. Gr.

1 = Peridotit-Sill, mit grossen Augiten.
2 = Kaersutit-Gestein.
3 = Feldspatgestein, feinkörnig, weissgrau, vorherrschend Orthoklas (?)

Unter dem Mikroskop erkennt man im Dünnschliff, dass das Gestein holokrystallin körnig ist und zu etwa 9/10 aus Feldspat besteht. Merkwürdiger Weise haben aber diese Feldspäte von denen des Peridotites und Kaersutitgesteins ganz abweichenden Charakter; es sind nämlich Alkalifeldspäte von der Gruppe Orthoklas bis Albit-Oligoklas, mit Auslöschungsschiefen auf 010 von etwa 5—20°.

Orthoklas ist wahrscheinlich[1]); Anorthoklas scheint wesentlich zu sein, hochbasische Feldspäte wie diejenigen der Nebengesteine scheinen ganz zu fehlen. Im allgemeinen sind die Feldspäte kurz prismatisch oder tafelig ausgebildet, durchschnittlich 0,5 mm lang und stark zersetzt. Anwachsstreifen sind vielfach deutlich.

[1]) Es könnte auch Natronorthoklas vorhanden sein.

Als Nebengemengteile treten auf:

Biotit, in kleinen regellos zerstreuten Täfelchen.

Ilmenit-Körner mit hexagonalen Umrissen.

Augit (?) in vereinzelten, kleinen grünen Körnchen, wahrscheinlich nicht pleochroitisch, Auslöschung 19°, = Chromaugit oder Hornblende.

Hornblende, vereinzelte tiefbraune Körnchen vom Aussehen des Kaersutites.

Calcit ist ziemlich reichlich vertreten und tritt auf:

1) in Form von kleinen Rhomboedern,
2) als Ausfüllungsmasse zwischen den Feldspäten,
3) in Form kleiner Adern und Risse.

Ob aller Calcit sekundär durch Verwitterung entstanden sei, ist fraglich, besonders für die Rhomboederchen.

b. Kohlenmine.

1. Lagerung.

Nachdem wir den Abhang des Osterfjeld untersucht hatten, waren wir überrascht, auch im grünen Gestein bei der Kohlenmine die gleichen Kaersutit führenden Sekundärgänge wieder zu finden. Diese Sekundärgänge sind also weder an die sillförmige Lagerung noch an reinen Peridotit gebunden. Dieses Verhalten lässt die enge Blutverwandtschaft des Feldspat führenden und Feldspat freien Gesteins erkennen, und zeigt auch zugleich, dass die Lagerformen als Vertikalgang oder Sill lithogenetisch gleichwertig sind. In beiden Fällen handelt es sich eben um Tiefengesteine.

In allen Richtungen ist der dunkle Pikritgang von krumm oder eben verlaufenden weisslichen Sekundärgängen durchschwärmt (vergl. Fig. 10 pag. 201 und 16 pag. 208; Taf. XVIII Fig. 2). In der nur von oben her zugänglichen Felsfurche, bei etwa 30 m über Meer, lassen sich die Kluftausfüllungen besonders schön beobachten. Hier sind verticale, annähernd O—W streichende, zum Pikritgang quer verlaufende Gänge in Abständen von 1—4 m besonders auffällig. Unwillkürlich denkt man an Erkaltungsrisse mit secundärer Kluftfüllung. Die „Kaersutit-Gänge" setzen am Nebengestein ab und gelangen niemals aus dem Pikritgang hinaus. Noch schöner als am Osterfjeld lässt sich hier konstatieren, dass die Mächtigkeit der Secundärgänge keine untere Grenze hat. Adern von wenigen Millimetern Dicke sind massenhaft; der mächtigste Gang von Kaersutitgestein schwillt annähernd in der Mitte des Mutterganges auf 30 cm an. Beidseitig sieht man die Adern vielfach rasch auskeilen, ohne dass irgend welche Verbindung nach der Tiefe erkennbar wäre (Fig. 10 und 16).

2. Mikroskopie.

Zwei Dünnschliffe, die ich vom gleichen Handstück aus dem Pikritgang bei der Kohlenmine habe herstellen lassen, zeigen einerseits analoge Erscheinungen mit dem Kaersutitgestein des Osterfjeld, andererseits aber auch leichte Abweichungen des Mineralbestandes. Von der genannten Lokalität war bis jetzt das Kaersutitgestein unbekannt. Das eine der beiden Präparate durchschneidet das grobkörnige, etwa zur Hälfte aus Kaersutit, zur Hälfte aus Feldspat bestehende Gestein, das andere betrifft die makroskopisch feinkörnige grünlichgraue Füllmasse zwischen den gröber auskrystallisierten Partieen desgleichen, etwa 5—8 cm dicken Ganges. Diese beiden Partieen, so verschieden sie auch aussehen, sind durch alle Übergänge miteinander verknüpft (Taf. XXIII Fig. 2).

Fig. 18. Resorption des Kaersutit und Ausfüllung mit Alkalifeldspat. Kaersutitgestein, Kohlenmine Karsuarsuk. 30 fach vergrössert.

A = Aegirinaugit,
K = Kaersutit, z. T. mit Rand von
H = grüne Hornblende,
F = verwitterter Alkalifeldspat.

Kaersutit. Der grobkörnige Teil enthält prächtige Prismen mit Pyramiden von Kaersutit, der optisch mit demjenigen des Østerfjeld auf den ersten Blick genau übereinzustimmen scheint. Die tief rotbraune Farbe, der starke Pleochroismus, die Neigung zu Zwillingsbildung, die automorphe Ausbildung, sind dieselben. Allein die Auslöschungsschiefe erreicht etwas grössere Beträge: $c : c = 12°, 14°, 16°$. Ausserdem zeigt der Kaersutit häufig Erscheinungen der Umwandlung in grüne Hornblende. Grössere Kaersutite zeigen grüne Ränder, die nicht scharf vom braunen Kern abgetrennt sind; kleinere Kaersutite sind vollständig grün geworden (Fig. 18). Ist die Umwandlung vollständig, so ist auch der braune Farbteil vollständig durch ein intensives

saftiges grün bis blaugrün ersetzt. Der starke Pleochroismus bleibt erhalten, die Doppelbrechung scheint eher zugenommen zu haben und die Auslöschungsschiefe $c:c$ erreicht 17°—20°. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine Verwitterungserscheinung, die vielleicht noch in der Tiefe, doch nach der Erkaltung des Magmas eingetreten ist.

Feldspäte. Ebenso wichtig oder am Menge noch ausgiebiger vertreten sind die Feldspäte. Wir beobachten hier eine höchst merkwürdige Erscheinung: das Nebeneinander Vorkommen basischer Kalkfeldspäte mit sauren Alkalifeldspäten. Die beiden Extreme, die in den Dünnschliffen des Kaersutitgesteins vom Østerfjeld in der groben Randfacies mit Labrador-Bytownit einerseits und im Alkalifeldspatgestein des Ganges dritter Ordnung andererseits konstatiert wurden, sind hier durch Übergange miteinander verbunden. Im grobkörnigen Teil befinden sich zwischen den Kaersutiten nicht nur frische, verzwillingte basische Kalkfeldspäte vom Typus Labrador-Bytownit (symmetrische Auslöschung auf Zone ⊥ 010 20—23°), sondern auch reichlich verwitterte Alkalifeldspäte, worunter Orthoklas, als Füllmasse. In der feinkörnigeren kaersutitarmen Gesteinspartie treten die Kalkfeldspäte mehr zurück und bilden wohl entwickelte mehr oder weniger automorphe Einsprenglinge in einer verwitterten, holokrystallinen Grundmasse aus bei weitem vorherrschendem, mehr oder weniger xenomorphem Alkalifeldspat mit reichlicher Vertretung von Orthoklas.

Weitere, der Menge nach weniger wichtige Mineralbestandteile sind:

Aegirin-Augit. Er tritt auf in Form kleiner, stumpfer Prismen von hellbläulichgrüner bis tiefgrüner oder bräunlichgrüner Farbe und zeigt, wenn er frisch ist, keinen oder nur sehr schwachen Pleochroismus. Der grüne Augit tritt gelegentlich auch als Einschluss im Kaersutit auf und ist vor dem letzteren ausgeschieden. Von besonderem Interesse ist die vielfach zu beobachtende Umwandlung des grünen Augites in eine tief grüne Hornblende, deren optischer Charakter mit der aus dem Kaersutit hervorgehenden grünen Hornblende übereinstimmt. Die hellgrünen Augite zeigen oft einen tief grünen Hornblenderand, der nicht immer scharf vom Augitkern trennbar ist und als secundäres Umwandlungsprodukt betrachtet werden muss. Sind die kleinen grünen Augite ganz hornblendisiert, so lassen sie sich oft nicht mehr von der aus Kaersutit hervorgegangenen grünen Hornblende unterscheiden. Wir finden also doppelte Pseudomorphosen, von grüner Hornblende nach Kaersutit einerseits, nach grünem Augit andererseits.

Grüne Hornblende ist bereits oben beschrieben worden.

Apatit ist an Krystallindividuen wie am Østerfjeld reichlich vertreten, ist aber der Menge nach ganz unbedeutend. Die schönen glasklaren Prismen sind winzig klein und bilden Einschlüsse in allen übrigen Gemengteilen, sogar im Ilmenit.

Ilmenit bildet zahlreiche kleine sechseitige Täfelchen, die im auffallenden Licht metallisch glänzen. Der reiche Titangehalt des Gesteins verteilt sich auf Kaersutit und Ilmenit.

Serpentin (fast farblos) und Calcit treten in den Hintergrund und sind als secundäre Verwitterungsprodukte aus Feldspäten und grüner Hornblende zu betrachten.

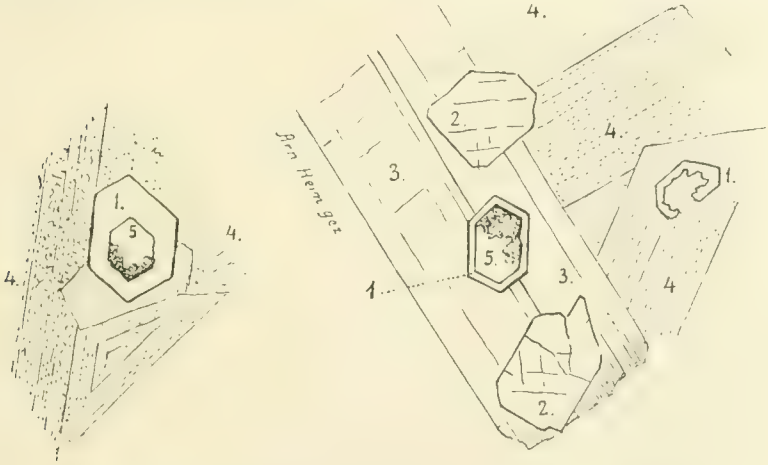


Fig. 19 und 20. Einschlüsse von hohlen Apatiten in Feldspat. Kaersutitgestein der Kohlenmine Karsuarsuk. Vergr. ca. 100 fach.

1 = Apatit,
2 = Aegirinaugit,
3 = basischer Kalkfeldspat (Labrador-Bytownit),
4 = Alkalifeldspat, verwittert,
5 = Calcit.

Reihenfolge der Ausscheidung:

Apatit → Ilmenit → Aegirin-Augit → Kaersutit → Labrador-Bytownit → Orthoklas
↓ ↓
Grüne Hornblende
↓ ↓
Calcit, Serpentin (sekundär)

Resorptionserscheinungen. Aus dem mikroskopischen Studium der Dünnschliffe gewinnt man den Eindruck, als ob nach der Ausscheidung des Apatites und der dunkeln Gemengteile die zurückbleibenden chemischen Komponenten, die später als Feldspäte ausgeschieden wurden, eine resorbierende Wirkung auf die bereits gebildeten Krystalle ausgeübt hätten. In der Tat lassen sich an verschiedenen Stellen merkwürdige Skelette von Apatit in Kalk und Alkalifeld-

späten beobachten (Fig. 19 und 20), und die im allgemeinen ebenso automorphen, in der Feldspatgrundmasse liegenden Kaersutite zeigen angefressene Ränder und Höhlungen, die mit Alkalifeldspat ausgefüllt sind (Fig. 18).

c. Allgemeine Beziehungen der Peridotite zu ihren Sekundärgängen — theoretisches.

In tektonischer Hinsicht haben wir die merkwürdige Tatsache festgestellt, dass die in der Tiefe zwischen den Sedimenten erstarrten Gänge und Sills von Peridotit (und Pikrit) schmale Gänge zweiter und dritter Ordnung vollkommen einschliessen, so, dass niemals solche Sekundärgänge aus dem basischen Muttergestein heraustreten. Es liegt darnach auf der Hand, dass diese Gänge mit dem Muttergestein auf das engste genetisch verknüpft sind; es sind blutverwandte Gesteine, Spaltungsprodukte desselben basischen, gabbroiden Magmas, so sehr sie auch mineralogisch vom Muttergestein abweichen. Wir haben die folgenden Fälle festgestellt:

1) Gang im Gang (Kaersutitgestein im Pikrit bei der Kohlenmine, syenitartiger Gang im Kaersutitgestein des Østerfjeld),
2) Gang im Sill (Kaersutitgestein im Peridotit des Østerfjeld),
3) Sill im Sill (Basaltsill im Peridotit des Østerfjeld).

Die Gänge zweiter Ordnung enthalten die berühmte Kaersutit-Hornblende. Durch die oben ausgeführten mikroskopischen Beobachtungen ist nun der Nachweis gegeben, dass eine optisch genau dem Kaersutit entsprechende braune Hornblende auch in dem Peridotit (resp. Pikrit)-Muttergestein als letztes magmatisches Ausscheidungsprodukt auftritt. Umgekehrt wurde auch der violette Augit des Muttergesteins noch reliktenförmig im Kaersutitgestein angetroffen. Niemals aber enthalten die Secundärgänge das erste und wichtigste magmatische Ausscheidungsprodukt des Muttergesteins, den Olivin. Wir sehen vielmehr im Kaersutitgestein besonders die spärlichen letzten Ausscheidungsprodukte des Muttergesteins als Hauptgemengteile auftreten. Daraus leitet sich ungezwungen die Annahme ab, dass das Kaersutitgestein unter geringerer Hitze entstanden sei, als das Olivingestein.

Lässt sich das Muttergestein als echter Peridotit (resp. Pikrit) ohne weiteres in das ältere europäische oder neuere amerikanische System der bekannten Eruptivgesteine einreihen, so kann das gleiche von den sekundären Ganggesteinen nicht gesagt werden. Das Kaersutitgestein hat eine eigenartige Struktur und Mineralzusammensetzung; man könnte das Kaersutitgestein des Østerfjelds allenfalls als Kaer-

sutit-Diorit bezeichnen, Der Gang dritter Ordnung hat mikroskopisch das Aussehen eines feinkörnigen Syenit-Ganggesteines. Auf Grund der Lagerung wie der genetischen Beziehungen zum Muttergestein müssen aber die obigen Bezeichnungen wie Diorit und Syenit ausgeschaltet werden. Die Mikroskopie des Kaersutitgesteins aus dem Pikritgang bei der Kohlenmine hat zudem gelehrt, dass hier die vom Østerfjeld gefundenen Feldspatextreme untrennbar mit einander vermischt und verbunden sind: Labrador-Bytownit und Orthoklas nebeneinander, im gleichen Dünnschliff!

Es ist hier der Ort, noch einmal die Frage nach der Entstehung der sekundären Ganggesteine zu erörtern. Ich habe eingangs erwähnt, dass die Lagerung der Kaersutit führenden Gänge unmittelbar den Eindruck von Pneumatolyse macht. In der Tat sprechen für pneumatolytische Entstehung die folgenden Gesichtspunkte:

1) Die sekundären Gänge treten niemals aus dem Muttergestein heraus, das selbst Gänge und Sill bildet.
2) Es sind schmale, z. T. schwarmweise angeordnete Kluftfüllungen, die nach den verschiedensten Richtungen das Muttergestein durchsetzen.
3) Sie keilen nach meist kurzem Verlauf beidseitig innerhalb des Muttergesteines aus.
4) Von einer gesetzmässigen Verzweigung der Sekundärgänge und Verbindung nach der Tiefe ist nichts zu sehen.
5) Die Kaersutitnadeln wachsen oft vom Rand des Ganges nach der Mitte.
6) Der Kaersutit, der als letztes Ausscheidungsprodukt im Muttergestein spärlich auftritt, gelangt im Kaersutitgestein unter niedrigeren Temperaturverhältnissen zur vollen Ausbildung.

Gegen die Annahme pneumatolytischer Genesis der Sekundärgänge sprechen vor allem:

1) Die an ein in der Tiefe erstarrtes Massengestein erinnernde Struktur sowohl des Kaersutitgesteines wie der syenitartigen Füllmasse dritter Ordnung.
2) Das Auftreten von idiomorphen Apatitkryställchen als Einschlüsse im idiomorphen Kaersutit, überhaupt in allen übrigen Mineralpartikeln. Die Gesteine entsprechen nach der Mineralausscheidung den Tiefengesteinen.

Ich kann die Frage nicht eindeutig entscheiden. Eines aber scheint mir völlig sicher zu sein: Die Sekundärgänge sind als letzte Ausscheidungsprodukte im erkaltenden peridotischen Magma aufzufassen. Sie sind entstanden, als der

Olivin bereits fertig auskrystallisiert, und das Muttergestein mehr oder weniger verfestigt war. Selbständige magmatische Nachschübe aus der Tiefe können nicht stattgefunden haben. Die bereits fertigen und von Nachschüben aus der Tiefe nicht mehr beeinflussten Intrusionsmassen haben aus sich selbst heraus die Secundärgänge geschaffen.

Damit ergiebt sich aber auch, dass nicht der eine oder andere Faktor ausschliesslich massgebend sein musste. Es kann sich, wie mir am wahrscheinlichsten vorkommt, auch eine kombinierte Tätigkeit letzter magmatischer flüssiger Spaltungsprodukte handeln, bei der gelöste oder freie Gase katalytisch wirkten und die schönen Kaersutitkrystalle erzeugten.

Kontaktmetamorphose — Graphitlager.

a. Østerfjeld.

Auf dem sanft südlich ansteigenden Gehänge über dem Peridotitsill des Østerfjeld sieht man mit Moräne gemengt zahlreiche grössere und kleinere Blöcke von deutlich Kontaktmetamorphen Sedimenten. Ganz besonders auffallend sind einzelne grössere, unregelmässige prismatische Stücke von 20—40 cm Länge, die in dieser Form quer zur Schichtung gespalten sind (Fig. 21). An solchen Stücken kann man alle Übergange von einem weissen Quarzitsandstein bis zu einem dunkel violettgrauen, völlig mit Graphit imprägnierten Sandstein verfolgen. In diesem Graphitsandstein kommen auch einzelne Schlieren von reinem Graphit vor. Im Schutt findet man ausserdem auch kleinere Stücke von reinem schieferig spaltbarem, violettgrauglänzendem Graphit. Bei Punkt 428 m der Karte Taf. IX und Fig. 11 pag. 203 liessen wir eine kleine Grube graben. Der Gehalt an Graphitstückchen wurde

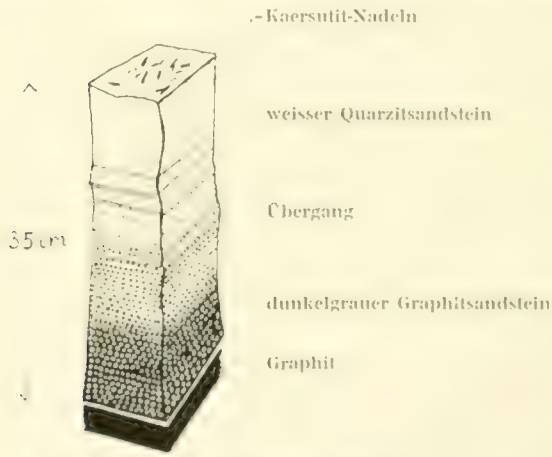


Fig. 21. Parallelepipedisches Kontaktstück zwischen Peridotit und Graphitlager, aus dem Schutt.

reichlicher, aber ein zusammenhängendes Lager nicht erreicht. Die mit Oberflächenschutt vermischte Moräne ist offenbar ziemlich tiefgründig und setzt unmittelbar über dem Peridotitsill ein.

Im Moränenschutt bergaufwärts über Punkt 428 fanden wir noch einzelne Graphitstückchen bis zu 450 m, d. h. ca. 80 m südlich von P. 428; daneben massenhaft scharfeckige Stücke von Graphitsandstein und weissem Quarzitsandstein. Von 450 m bis 470 m fand ich nur noch gelblichweissen, porösen, mehr oder weniger quarzitisch gehärteten Sandstein ohne Graphit, neben massenhaft Gneissblöcken der Moräne. Endlich über 470 m herrscht allgemein Moräne mit krystallinen Geschieben. Aus den genannten Beobachtungen lässt sich vermuten, dass das unsichtbare Graphitlager unter einer kontaktmetamorphen Schicht von Quarzit- uud Graphitsandstein liegt. Unter dem Graphit folgt dann mittelbar oder unmittelbar der Peridotit-Sill, der die Kontaktmetamorphose bewirkt hat.

An einem der beschriebenen prismatischen Kontaktstücke fand ich auf der weissen, quarzitischen Seite noch einen Anflug von Kaersutit-Nadeln (vergl. Fig. 21), was darauf hindeutet, dass vom peridotitischen Stammsill aus noch einzelne sillförmige Adern in das hangende Sedimentgestein eingedrungen sind.

b. Kohlenmine.

War die kontaktmetamorphe Natur des Graphites und Quarzitsandsteins vom peridotitischen Sill aus am Østerfjeld nur indirekt festgestellt, so lässt sie sich am Pikritgang bei der Kohlenmine in schönsten Aufschlüssen unmittelbar verfolgen. Der Pikritgang wird beidseitig begleitet von einer je 4—6 m breiten Kontaktzone (vergl. (Fig. 10 pag. 201). Die Kontaktwirkung verliert sich weiter aussen allmählig, ist aber bei 2—3 m Abstand vom Pikrit noch etwa gleich intensiv wie am unmittelbaren Kontakt.

Die Tone sind in dunkle bis weissgraue, glashart klingende und muschelig abspringende Hornsteine umgewandelt, wobei die Pflanzenreste graphitisiert sind. Die Eskimo haben früher von der genannten Stelle her Hornstein zur Verarbeitung von Lanzen- und Harpunenspitzen geholt; denn ein Eingeborener brachte mir in Karsuarsuk solche Lanzenspitzen, deren Gestein identisch mit dem Kontakt-Hornstein bei der Kohlenmine ist.

Die Sandsteine sind quarzitisiert, die Kaolinsandsteine (vergl. pag. 191) zu Hornsteinen mit groben Quarzkörnern umgewandelt. Sehr deutlich ist vor allem zu sehen, wie feinere Kohlenschmitzen im Kontakthof zu Graphitschmitzen umgewandelt sind (Fig. 10 pag. 201). Die kontaktmetamorphe Natur des Graphites kann hier gar nicht bezweifelt werden. Vorausgesetzt, dass das aus-

gebeutete Kohlenlager in noch einigermassen reinem Zustand den Pikritgang erreicht, so muss sich dort, wenige Meter unter der Oberfläche, auch ein schönes Graphitlager auffinden lassen. Da aber die Kohle in der Mine nach Westen mehr und mehr durch „Berg" ersetzt wird, sind keine grossen Hoffnungen auf ein schönes Graphitlager anzusetzen.

Eine mikroskopische Untersuchung der Kontaktgesteine habe ich noch nicht vorgenommen. Sie würde jedenfalls zu interessanten Ergebnissen führen. Dagegen will ich noch eine makroskopische Erscheinung hervorheben. Denkt man sich die Pikritmasse weg, so passen beide Seiten des Ganges keineswegs mehr aufeinander, und es frägt sich, ob und wieviel von den Sedimenten mechanisch weggerafft oder chemisch resorbiert worden sei. Der in Fig. 16 pag. 208 dargestellte Keil von metamorphen Sedimentschichten macht einen sehr sonderbaren Eindruck.

c. Slibesteensfjeld.

Auch der Doppelsill des Slibesteensfjeld wird seiner ganzen Länge nach von den gleichen Kontaktgesteinen begleitet, die den Pikritgang bei der Kohlenmine umsäumen. Der Name Slibesteensfjeld (Schleifsteinberg) ist wahrscheinlich von diesen Kontakthornsteinen abgeleitet.

d. Niakornat.

Die Haupt-Graphitlagerstätte der Halbinsel Nugsuak liegt 40 km westlich Karsuarsuk, am Bergabhang südwestlich des Ortes Niakornat, bei 485 m über Meer (Fig. 22). Auch hier ist der Graphit an das Auftreten eines Sills der Peridotitgruppe gebunden und aus Analogieschluss mit der Gegend von Karsuarsuk als kontaktmetamorph aufzufassen (vergl. pag. 209). Zwar ist der Bergabhang dermassen von Gehängeschutt bedeckt, dass sich etwas sicheres ohne ausgiebige Grabungen unmöglich feststellen lässt. Im Jahre 1903 wurden von Bergingenieur Krantz ziemlich ausgedehnte Grabungen vorgenommen, wobei eine Mächtigkeit des Graphites von 1,5 m festgestellt wurde[1]). Herr Docent Ravn und ich haben die verschütteten Gruben im Juli 1909 wieder öffnen lassen, und die Verhältnisse gefunden, wie sie in Fig. 23 dargestellt sind. Der Graphit war gefroren; an der Luft zerfällt er bald in kleinere Stücke. Die Oberfläche ist feinkörnig matt und wird erst metallglänzend durch Schaben mit dem Messer. Auch ist er von demjenigen von

[1]) Nach einem mir von Herrn Ingenieur Nyeboe in Kopenhagen gütigst zur Verfügung gestellten Gutachten von E. Krantz.

Fig. 22. Die Graphitgruben bei Niakornat.
(Phot. Arn. Heim).

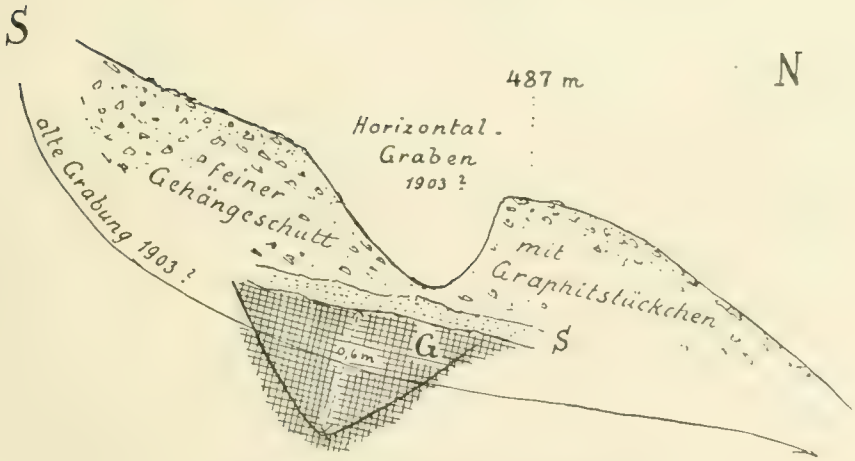


Fig. 23. Die Graphitgruben bei Niakornat.
S = 0.1—0,2 m gelb und grau gesprenkelte Erdschicht.
G = Graphit.

Karsuarsuk verschieden durch seine Kompaktheit (nicht schieferig), und seine grössere Weichheit. Der Graphit ist violettgrau und auffallend rein, ohne Schieferlagen; dagegen enthält er vereinzelte nuss- bis eigrosse kalkhaltige Konkretionen.

Durch Auffinden von Graphitstückchen im Gehängeschutt lässt sich feststellen, dass der Graphit aller Wahrscheinlichkeit nach ein Lager bildet, das sich von der Grube aus östlich und westlich mindestens noch je 150 m ausdehnt. Unmittelbar über der Grube ist es vielleicht durch eine Verwerfung etwas vertical verstellt, indem man östlich darüber lose Graphitstücke noch 37 m höher oben am steilen Berghang findet. Im grossen Ganzen scheint das Ausgehende des Graphitlagers etwa 20° gegen Osten geneigt zu sein. Im Liegenden befinden sich die Sedimente, die man da und dort durch den Schutt zwar wenig deutlich hervortreten sieht. Das mittelbare Hangende bilden Pikrit und sonderbare, braune brecciöse Basaltlager.

Das Diluvium.

Das Diluvium ist durch ausgedehnte Moränen vertreten. Wir können unterscheiden:

1. Moränen des alten Inlandeises,
2. Moränen der Lokalgletscher.

Nur die ersteren sind diluvial; die Randmoränen der Lokalgletscher sind recente Bildungen oder entsprechen letzten Rückzugstadien nach dem entgültigen östlichen Rückzug des Inlandeises.

a. Moränen des Inlandeises.

Die alten Moränen sind regional ausgebreitet und bedecken ungeheure Flächen der Halbinsel Nugsuak. Auch bei Karsuarsuk nehmen sie grosse Flächen ein (Taf. IX, Taf. XVI Fig. 1). Sie reichen hier bis zu mindestens 650 m Höhe, ohne dass irgendwo ein Randmoränenwall ausgebildet wäre. Im Gegenteil endigen die regionalen Moränen an den Berggehängen nach oben meist unmerklich, indem sie auskeilen oder durch Gehängeschutt ersetzt werden.

Nach Analogie mit dem Kingitoarsuk auf der Südseite der Halbinsel Nugsuak, wo ich noch bei 1850 m Höhe vom diluvialen Inlandeis hergebrachte Gneissgeschiebe auf dem Basalt fand, müssen wir annehmen, dass auch im Umanakfjord das diluviale Inlandeis bis zu dieser Höhe gereicht hat. Der Umanak-Gneissgipfel war wohl ganz von Eis bedeckt.

Nach der Struktur und Zusammensetzung, wie nach der Oberflächenform muss die regionale Moräne als eine Grundmoräne betrachtet werden. Sie hat einen mehr oder weniger einheitlichen Charakter durch ganz Disko und Nugsuak hindurch, und ist in ihrer Zusammensetzung wenig abhängig von der lokalen Beschaffenheit des Untergrundes. Die Geschiebe sind zu $^{9}/_{10}$ oder ausschliesslich solche des krystallinen Grundgebirges, und zwar gleichgiltig, ob der Untergrund wie am Fuss des Slibesteensfjeld aus Sedimenten oder wie bei Karsuarsuk aus Gneiss und Amphibolit besteht. Die krystallinen Moränenblöcke sind im allgemeinen relativ frisch; rote und graue Gneisse und Amphibolite herrschen vor. Das Inlandeis hat den Oberflächenschutt des Grundgebirges von Osten her gebracht und gleichmässig ausgestrichen, ohne den weichen Sedimentgrund wesentlich aufzuwühlen.

Die Steine sind meist leicht kantengerundet und von Faust- bis Kopfgrösse; seltener trifft man Gneissblöcke von mehreren Kubik-

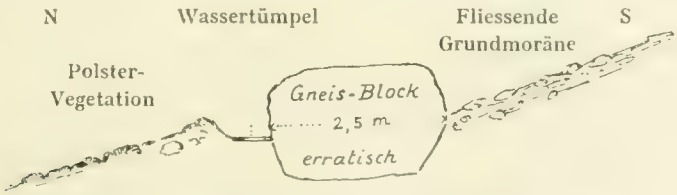


Fig. 24. Einsinkender erratischer Block in fliessender, diluvialer Grundmoräne.

metern, wie im Beispiel der Figur 24. So grosse Blöcke zeigen stets die Tendenz, in die Moräne einzusinken. Taut über Sommer der sonst stets gefrorene Boden auf, so wird das Schmelzwasser durch die Last des Blockes ausgepresst und es entsteht ein Wassertümpel um den Block herum.

Ich erwähne noch eine interessante Oberflächenerscheinung unweit südlich oberhalb der Häuser Karsuarsuk. Es ist ein sehr sanfter Moränenhügel, etwa 200 m hoch über Meer. Er dehnt sich etwa 1 km weit in west-östlicher Richtung aus, und erinnert an einen ganz flachen Drumlin (Taf. IX). Er wurde gebildet unter dem nach Westen fliessenden Inlandeis am Südrande des Umanakfjordes.

Die Steine sind auf diesem Rücken, wie in der Regel, fest in den Boden eingedrückt. Hier fand ich auch in der Moräne einige Facettengeschiebe aus Granitgneiss und Basalt, was an die Funde von E. Philippi auf der Insel Rügen erinnert. Überhaupt ist eine oft grosse Ähnlichkeit der regionalen Grundmoräne Nordwest-Grönlands mit der diluvialen Gruudmoräne des alten europäischen Inlandeises (Norddeutschland, Dänemark) nicht verkennbar. Schön

geschrammte Geschiebe findet man sehr selten. In Karsuarsuk erinnere ich mich keine gefunden zu haben, wohl aber fand ich solche dort deutlich, wo die zur Bildung von Schliffen und Schrammen geeigneteren dichten Basalte in der Moräne reichlich vertreten sind (Disko).

b. Gletscherschliff.

Auf den Gneissen und Amphiboliten zwischen Karsuarsuk und Kaersut sind prächtige Gletscherschliffe und typische Rundhöcker zu sehen (Taf. XIX). Die seitherige Verwitterung scheint sehr gering zu sein. Auch hat nach meiner Ansicht das diluviale Inlandeis die alte Gneissoberfläche nicht wesentlich umzuarbeiten vermocht. Die Kleinformen sind durchaus convex. Vielfach kann man beobachten, wie die vor der schleifenden Gletscherwirkung mehr oder weniger

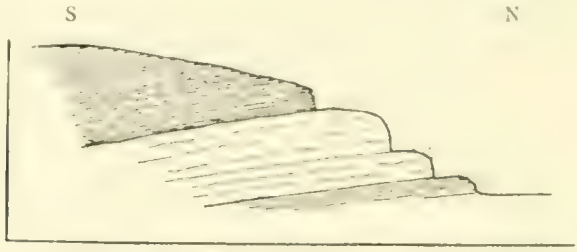


Fig. 25. Gneiss und Amphibolitlagen des Grundgebirges zwischen Kaersut und Karsuarsuk, vom Inlandeis zugeschliffen.

scharfeckig abgewitterten Gneissbänke kantengerundet sind, so zwar, dass die einspringenden Winkel vom Gletscher nicht angegriffen worden sind (Fig. 25).

Recente Bildungen.

Von recenten Bildungen sind aus der Gegend von Kaersut zu nennen:

1. Die Wallmoränen der Lokalgletscher.
2. Das grosse Gletscherbach-Delta und unbedeutende lokale Bachanschwemmungen.
3. Recenter trockener Gehängeschutt und Rutschungen.
4. Strandbildungen.

Da die trockenen und die von Bächen und vom Meer angeschwemmten Schuttmassen mit denen anderer Gegenden übereinstimmen, sollen sie nicht weiter besprochen werden. Dagegen bedürfen noch einiger Erläuterungen die Wallmoränen und Terrassen.

a. Wallmoränen.

Die beiden Gletscherströme I und II werden von ausgesprochenen Moränenwällen beidseitig begleitet, die eine Höhe von 10—20 m haben. Der Schutt des Gletschers II wird von dem des grösseren Gletschers I abgeschnitten. Die Moränenwälle I reichen vertikal noch mindestens 100 m weiter hinab als der jetzige sichtbare Gletscher, der bei etwa 300 m über Meer endigt. Ein früher grösserer Gletscherstand, etwa vergleichbar dem alpinen Daunstadium Pencks, ist sehr ausgesprochen. Ältere Stadien der Lokalgletscher lassen sich nicht feststellen, weil zur letzten Eiszeit das Inlandeis über den grössten Teil des gegenwärtigen Gebietes der lokalen Gletscherströme hinwegschritt.

Die Breite der Randmoränen zwischen dem Fuss der Gneisswände am Talrand macht deutlich den Eindruck, dass sich die Lokalgletscher gegenwärtig in einem Rückzugstadium befinden (vergl. Phot. Taf. XII). Die gleiche Erscheinung fiel mir auch auf am Grossen Karajak-Eisstrom (Inlandeis).

b. Terrassen.

Alte Strandlinien, Steilstufen und Terrassen sind in Nordwestgrönland oft in überraschender Weise schon aus grosser Ferne zu sehen, im besonderen in den Gebieten, wo Sedimente und alte Moränen allein das Künstengebiet zusammensetzen. In schönster Weise fand ich sie auf der Südseite von Disko. Ich gedenke diese an anderem Orte zu beschreiben.

In Karsuarsuk sind nur Andeutungen von Terrassen vorhanden. Die auffallendste Terrassenfläche liegt 1/2 bis 1 km südwestlich der Häuser Karsuarsuk (Taf. IX) und hat eine Kantenhöhe von 80 m über Meer. Sie liegt im Moränengebiet und ist entweder nie scharf horizontal eingeschnitten gewesen oder in Folge von rutschender Gehängebewegung und recenter Erosion abgerundet. Auf der Seite des Slibesteensfjeld kann man vielleicht auch noch an höhere Terrassenreste denken.

c. Solifluktion.

Mit diesem Ausdruck bezeichnet G. Andersson[1]) eine langsam fliessende Bewegung der Gehänge ohne Bildung von Rutschwülsten, wie sie besonders in polaren Gebieten zu finden ist. In der Tat scheint mir die Solifluktion in Grönland von grosser Bedeutung zu sein. Ganze Gehänge, im besonderen solche aus diluvialer Inlandeismoräne, bewegen sich langsam talwärts. Mit jedem sommerlichen Auftauen ist eine langsame fliessende Bewegung der oberflächlichen

[1]) J. Gunnar Andersson: Solifluktion, a component of subaërial Denudation. Journ. of Geol. 14. Nr. 2, Chicago 1906.

Schuttkruste eingeleitet und mit jedem gefrieren wird der Eisdruck wieder eine stärkere Bewegungskomponente talwärts als umgekehrt zur Folge haben. Die grossen Blöcke sinken dabei ein, und werden oft zonenartig geordnet; die polsterartige Pflanzendecke zerreisst, so dass viele an den Gehängen mehr oder weniger horizontal entlang ziehende Spalten entstehen. An den Abhängen südlich Karsuarsuk ist die Solifluktion deutlich zu erkennen, in noch viel auffälligerer Weise aber an den Abhängen südlich oberhalb Niakornat, wo ein förmlicher gletscherartiger Strom aus alter Inlandeis-Grundmoräne in flacher Böschung talwärts fliesst.

Schlussbemerkungen.

Die vorliegende Arbeit weist viele Mängel auf. Sie ist auch nicht aus rein wissenschaftlicher Beobachtung hervorgegangen, sondern nur als Seitenzweig einer wissenschaftlich-technischen Untersuchung der Kohlen- und Graphitlager herausgewachsen. Für viele geologisch interessante Exkursionen reichte die kurz bemessene Zeit nicht aus.

Sie ist auch in Bezug auf die Ausarbeitung des gesammelten Materiales unvollkommen. Es fehlen in petrographischer Hinsicht vor allem chemische Analysen, welche die durch Beobachtung in der Natur und unter dem Mikroskop gewonnenen petrogenetischen Ansichten befestigen würden.

Während aber ein Teil der hier gegebenen Darstellung nur der reisende Beobachter selbst hat ausführen können, lassen sich die Lücken vielleicht später und von kompetenterer Seite durch Laboratoriumsarbeiten an Hand des gesammelten Materiales beseitigen.

Anmerkung: Die in dieser Arbeit gegebenen Höhen müssen vielleicht um 5 % erniedrigt werden, da das gebrauchte Nivellier-Aneroid bei der Rückkehr nach Europa seinen Stand bedeutend verschoben zeigte.

Zürich, März 1910.

INHALT.

Seite

Vorbemerkungen 175

Allgemeine Übersicht 176

Geologisch-Geographische Lage von Karsuarsuk 177

Das krystalline Grundgebirge 178
- a. Die Gesteine 178
- b. Die Schichtlage 180
- c. Die Oberfläche des Grundgebirges unter der jüngeren Bedeckung 181
- d. Verwerfungen und alte Erosion 183
- e. Die vortertiäre Verwitterung 185

Die Sedimentgesteine 187
- a. Das Alter 187
- b. Geometrische Lage der Sedimente 189
- c. Lithologische Beschaffenheit 190
- Anhang: Die Kohlenmine Karsuarsuk 193

Die Basaltdecken 195
- a. Basaltbreccien 195
- b. Basalt-Mandelstein 196
- c. Dichter, kompakter Basalt 197
- Anhang: Basaltconglomerat mit Gneissblöcken 197

Die Basaltgänge 198
- a. Allgemeines 198
- b. Die gewöhnlichen Basaltgänge 199
- c. Basalt-Sills 201

Die Peridotite und Pikrite 202
- a. Allgemeines 202
- b. Der Peridotit-Sill am Nordabhang des Østerfjeld 204
- c. Die Peridotit-Sills am Slibesteensfjeld 207
- d. Der Pikrit-Gang bei der Kohlenmine Karsuarsuk 208
- e. Der Pikrit von Niakornat 209

Das Kaersutit-Gestein 210
- a. Østerfjeld 210
  - 1. Lagerung 210
  - 2. Makroskopisches Aussehen im Allgemeinen 211
  - 3. Mikroskopie 211
  - 4. Gang im Kaersutitgestein des Østerfjeld 213
- b. Kohlenmine 214
  - 1. Lagerung 215
  - 2. Mikroskopie 215
- c. Allgemeine Beziehungen der Peridotite zu ihren Secundärgängen — theoretisches 218

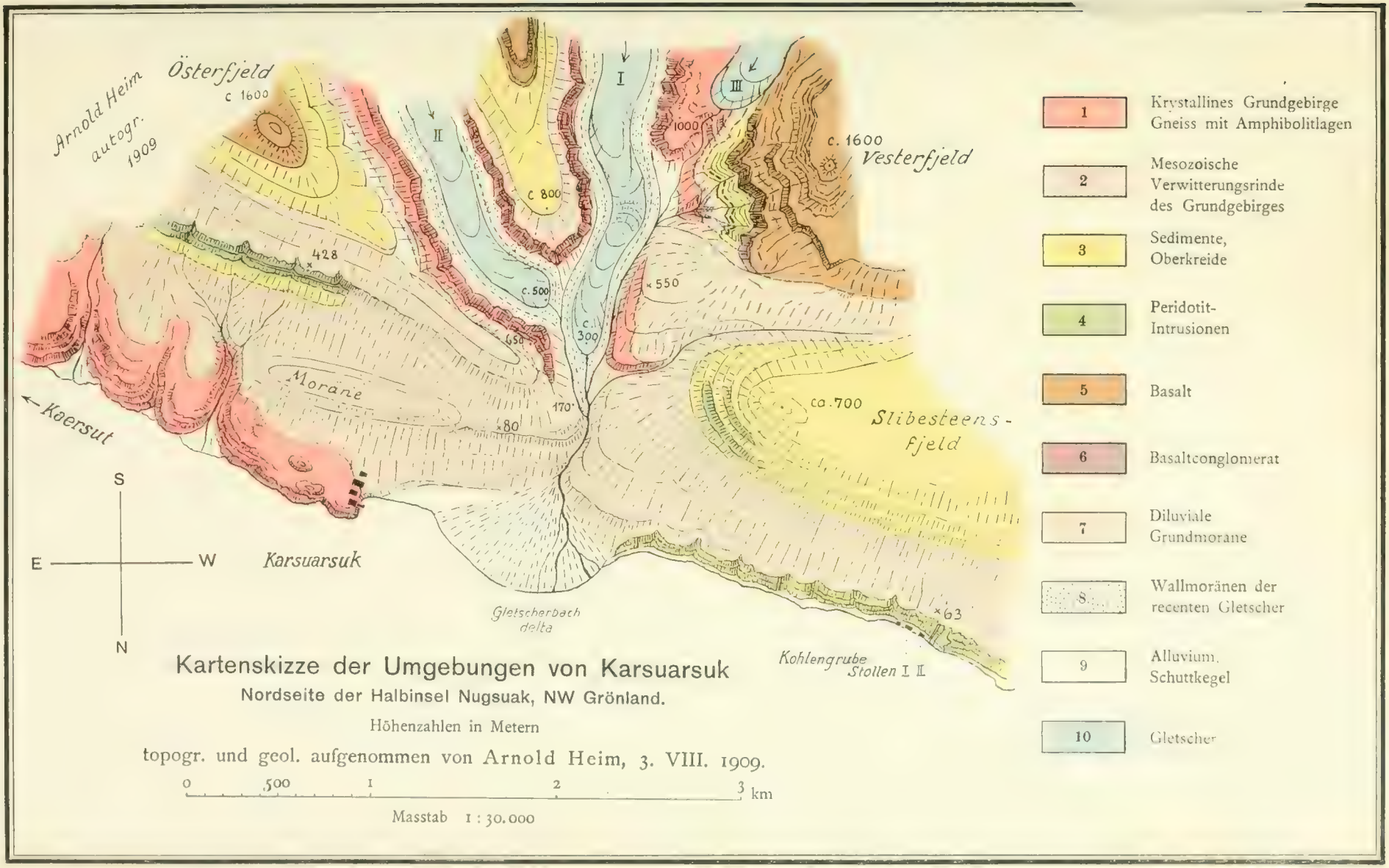
Seite

Die Kontaktmetamorphose — Graphitlager 220
a. Osterfjeld 220
b. Kohlenmine 221
c. Slibesteensfjeld 222
d. Niakornat 222

Das Diluvium 224
a. Moranen des Inlandeises 224
b. Gletscherschliff 226

Recente Bildungen 226
a. Wallmoranen . . . 227
b. Terrassen 227
c. Solifluktion 227

Schlussbemerkungen 228
Tafeln und Tafelerklärungen IX—XXIV 229


Arnold Heim autogr. 1909
Österfjeld
c 1600
I
II
III
1000
c. 1600
Vesterfjeld
c 800
428
c. 500
550
c. 300
450
Morane
170
80
ca. 700
Slibesteensfjeld
← Kaersut
S
E
W
N
Karsuarsuk
Gletscherbach delta
63
Kohlengrube Stollen I II
1 Krystallines Grundgebirge Gneiss mit Amphibolitlagen
2 Mesozoische Verwitterungsrinde des Grundgebirges
3 Sedimente, Oberkreide
4 Peridotit-Intrusionen
5 Basalt
6 Basaltconglomerat
7 Diluviale Grundmorane
8 Wallmoränen der recenten Gletscher
9 Alluvium, Schuttkegel
10 Gletscher
Kartenskizze der Umgebungen von Karsuarsuk
Nordseite der Halbinsel Nugsuak, NW Grönland.
Höhenzahlen in Metern
topogr. und geol. aufgenommen von Arnold Heim, 3. VIII. 1909.
0 500 1 2 3 km
Masstab 1 : 30.000

Tafel X.

1 *a* = roter und grauer Gneiss, z. T. Orthogneiss, 30° südostfallend.

1 *b* = vorherrschend Amphibolit und dunkler Hornblende-Biotit-Gneiss wechselnd mit roten orthoklasreichen Lagen von Granitgneiss (Injektionsgneiss?).

2 = 0,3 m mächtiger Pegmatitgang mit grossen, roten Orthoklasen, N—S streichend, wahrscheinlich vormesozoisch, vielleicht vorpaläozoisch.

3 = 20—30 m vorherrschend rötlicher Granitgneiss.

4—5 = ca. 30—40 m mächtige Zone vortertiärer Verwitterung des Grundgebirges.

4 = ca. 10 m sonderbare Verwitterungsprodukte, von unten:

a) 0,5—1 m Chloritgestein, blaugrün bis schwarzgrün, mit groben Chloritschuppen, Textur wenig schieferig, eine unregelmässige, aber concordante Lage bildend, wahrscheinlich Umwandlungsprodukt aus Amphibolitlage.

b) Ockergelbe limonitische Lagen mit Resten von wenig zersetztem Feldspatgestein.

c) schmutziges, schieferiges, grünliches, erdiges Verwitterungsprodukt, einzelne über 1 m^3 grosse eckige Blöcke von Amphibolit einschliessend, als in situ erhalten gebliebene Verwitterungsrelikte.

d) Kaolinisierte, chloritische Gneisse mit grossen, schneeweiss verwitterten Feldspäten und einzelnen Schlieren von Chloritschiefer (wie a).

e) Weiss verwittertes, grünlich gesprenkeltes, grobkörniges Gneissgestein, kaolinisiert, übergehend in

5 = ca. 30 m hellrötlicher verwitterter Gneiss, z. T. gefältelt, nach oben eher weniger stark kaolinisiert; zu oberst grauweisser Gneiss mit amphibolitischen Streifen. Übergang in horizontale Schichtlage. Scharfer concordanter Kontakt gegen:

6 = 10 m grauer Sandstein mit zwei je 0,3 m mächtigen, schwarzen kohligen Sandsteinlagen, zu unterst mit Kaolinkörnern und

einzelnen Quarzgeröllchen; horizontale Schichtlage. Übergang in

7 2 m grauer Schieferton. Übergang in

8 = 15 m grauer Sandstein mit 3 Lagen von schwarzem, kohligem Sandstein. Übergang in

9 = 2 m grauer Schieferton.

10 = 15 m grauer, plattiger Sandstein.

11 = 1,6 m Kohlenlager, compakt, mit Pechglanz, wie die Kohlenlager von Disko (Makkak, Aumarutigsat, Ritenbenks Kulbrud). Liegendes und Hangendes je 2 m grauer bis weisser, loser Sandstein, in Sand zerfallend. Scharfe Grenze gegen

12 = 5 m knolliger, sandiger, blaugrauer Ton.

13 = ca. 60 m hellgrauer plattiger Sandstein mit Pflanzenresten; im mittleren Teil rötliche sandige Plättchen, die an die „gebrannten" Tonsandsteine von Patoot, Nugsuak-S. erinnern.

14 = 12 m grauweisser Sand mit Diagonalschichtung.

15 = 8 m schwarzer Schieferton.

16 = 20 m grauer Plattensandstein wie 13.

17 = 8 m rein weisser Sand mit Diagonalschichtung (Typus Aumarutigsat, Disko-S.).

18 = 1 m transgressive, conglomeratisch-brecciöse Bank, bestehend aus

a) 0,1 m gelblicher Sandstein mit conglomeratischer Lage.

b) 0,3 m Tonschiefer mit sandigen Concretionen.

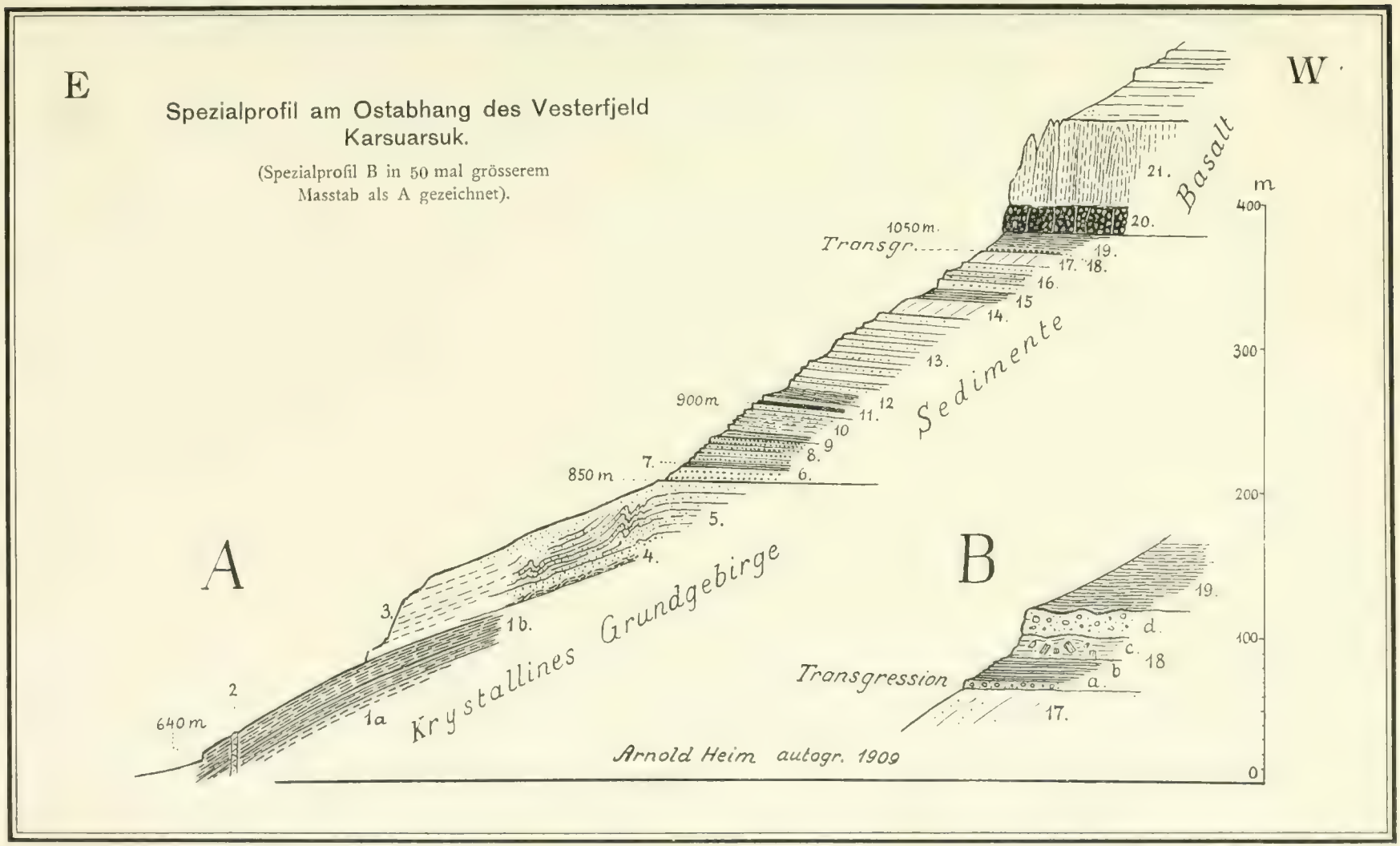
c) 0,3 m grobe Schieferbreccie; conglomeratischer Sandstein mit Schieferbrocken.

d) 0,3 m fester, conglomeratischer Sandstein mit kleinen Quarz-Geröllen.

19 = 10 m schwarzbraune Tonschiefer mit eisenschüssigen, braun umrindeten Tonplättchen; Typus Manek (Nugsuak-S.) und Ekorgfat (Nugsuak-N.). Wahrscheinlich marin.

20 = 20 m grünlichschwarze Basaltbreccie mit Zeolithdrusen.

21 = ca. 60 m tiefbraune Felswand von sehr grober Basaltbreccie.



Polygraphisches Institut A.-G., Zürich

Tafel XI.

TAFEL XI.

Blick von Karsuarsuk nach SW.

Im Vordergrund breitet sich das sanft ansteigende Gehänge aus Grundmoräne des früheren Inlandeises aus. Die Schuttmasse ist von der Flutwelle frisch angegriffen.

Die höchste Erhebung bildet der Sneefjeld, der wohl über 2000 m Höhe erreicht. Von ihm herab kommt der kleine Gletscher III. Darunter sieht man im Bilde ein Stück des langen Gletscherstromes I, der links hinten zwischen den Gneissfelsen herunter kommt (vergl. Taf. XII).

Am Vesterfjeld erkennt man deutlich den horizontal geschichteten dunkeln Basalt oben, darunter die helleren Sedimente, die sich gegen links hinten infolge des Ansteigens der Gneissunterlage zuspitzen. Das Profil der Taf. X folgt der steilen Furche, die sich vom Vesterfjeld links hernieder zieht.

27. VII. 1909. 10.45 am. Phot. Arnold Heim.

Blick von Karsuarsuk nach SW.

Tafel XII.

TAFEL XII.

Die Lokalgletscher I und II im Hintergrund des Karsuarsuktales.
Ö = Østerfjeld, *M* = Mellemfjeld.

Die Gletscher sind beidseitig von ausgesprochenen Moränenwällen begleitet und in tiefe Talfurchen eingesenkt. Beidseitig erheben sich die Gneisswände. Unmittelbar über der Steilkante der Gneisswände folgt terrassenförmig zurückgewittert die vortertiäre Verwitterungszone des Grundgebirges, die durch ihre weissliche Anwitterung deutlich in der Mitte des Bildes hervortritt. Die Sedimente darüber sind verschüttet. Die Gipfel des Østerfjeld und Mellemfjeld bestehen aus Basalt.

2. VIII. 1909. 6.50 pm. Phot. Arnold Heim.

Die Lokalgletscher im Hintergrund des Karsuarsuktales.

Tafel XIII.

TAFEL XIII.

Kook, Nordseite der Nugsuak-Halbinsel, von Nordwest.

Im Vordergrund rechts schwach östlich einfallende Sandsteine mit Schiefertonlagen („Komeschichten"), im Hintergrund rechts und links das krystalline Grundgebirge, an dem die Sedimente ab stossen. Der Kontakt ist jedoch infolge der Gletscherbachanschwemmung nicht aufgeschlossen. Der dornförmige Berg im Hintergrund links ist der krystalline Umanatsiak bei Ikerasak.

VIII. 1909. 4.55 pm. Phot. Arnold Heim.

Kook, Nordseite der Nugsuakhalbinsel, von NW.

Tafel XIV.

TAFEL XIV.

Basaltberge bei Ujarartorsuak, von Nordost.

Lokalgletscher mit breitem, rechtsseitigem Moränenwall. Der Fuss der Berge besteht aus Sedimenten, besonders aus weisslichem Sandstein, der rechts sehr deutlich hervortritt. Die Berggipfel bestehen aus dunkel braunem und grünlichem Basalt, der besonders schöne Zeolithe (Scolecit, Desmin) enthält. Die weniger steilen Gehänge am Fuss der Berge sind mit mehr oder weniger stark verschwemmter diluvialer Inlandeismoräne bedeckt.

1. VIII. 1909. 10 h. am. Phot. Arnold Heim.

Basaltberge bei Ujarartorsuak.

Lichtdruck: Polygr. Institut A.-G., Zürich

Tafel XV.

TAFEL XV.

Felsen aus Basaltbreccie, Niakornat.

Die Häuser und Hütten Niakornat sind zwischen die wilden Felsen aus grober Basaltbreccie gebaut. In der Mitte des Bildes steht das dänische Haus des Udliggers. Die sämtlichen Felsen des Bildes bestehen aus Basaltbreccie. Links über der Mitte bei + sieht man deutlich die 40°—45° steil östlich fallende Schichtlage der Basaltbreccie. Auch die übrigen Felsen des Bildes haben entsprechende Schichtlage, doch ist hier nur die ausgesprochene Vertikalklüftung zu sehen, besonders rechts. Der Fussweg zur Graphitlagerstätte führt über die Breccienfelsen hinweg, von + bis zu +. Rechts von der Landenge liegt die Hafenbucht, links eine Lagune.

29. VII. 1901. 12 ^{h} p.m. Phot. Arnold Heim

Felsen aus Basaltbreccie, Niakornat, von Ost.

Tafel XVI.

TAFEL XVI.

Fig. 1. Steilstufe des Peridotit-Sills am Österfjeld.

Blick von NNW über die wahrscheinlich langsam fliessende, mit Polsterpflanzen spärlich bewachsene Grundmoränenfläche nach dem Peridotitsill am Nordabhang des Østerfjeld. Am Fuss des Steilhanges schimmern die hellen, sandigen Sedimente durch; in der Mitte tritt im Peridotit als feine dunkle Linie der Basalt-Zwischensill von 1,5 m Mächtigkeit hervor.

Fig. 2. Gang von Kaersutit-Gestein im Peridotit des Österfjeld, von West.

Man sieht sehr deutlich im Bilde die flach liegende, schwach nach N abfallende „Schichtung" der zackig und klotzig ausgebrochenen Peridotitfelsen, sowie die vielen z. T. mit Kaersutitgestein imprägnierten Quersprünge. In der Mitte des Bildes befindet sich einer der Hauptgänge des Kaersutitgesteins von 10—15 cm Mächtigkeit, vertical verlaufend. Vergl. Textfigur 12 pag. 204, sowie Taf. XXII.

Fig. 1. Steilstufe des Peridotit-Sills am Österfjeld.

26. VII. 1909. 5.25 pm. Phot. Arnold Heim.

Fig. 2. Gang von Kaersutit-Gestein im Peridotit des Österfjeld.

26. VII. 1909. 4.30 pm. Phot. Arnold Heim.

Lichtdruck: Polygr. Institut A.-G., Zürich

Tafel XVII.

TAFEL XVII.

Fig. 1. Kohlenmine Karsuarsuk, von West.

Verladungsbrücke mit Schienen für Rollwagen, die in die beiden Stollen münden. Vom Stollen II ist das Eingangsloch nicht sichtbar. Hinten sieht man Stollen I mit seinen trapezförmigen Mundloch. Rechts der Sedimentklint, der keine Kohlenlager mehr enthält. Das ausgebeutete Flötz ist bei Tag wegen leichter Verschüttung und tiefen Niveaus nicht sichtbar. Die Umanak-Felsinsel im Hintergrund ist von Nebel verdeckt.

Fig. 2. Kohlenmine Karsuarsuk, von Nordost.

Aufnahme aus dem Ruderboot. In der Mitte unten Ladungsbrücke und Stollen II; links Stollen I, dessen Mundloch durch Schutt verdeckt ist. Am Rand links unten die Höhle des sog. „Eskimobruches". Rechts der dunkle Pikritgang.

Fig. 1. Kohlenmine Karsuarsuk von West.

4. VIII. 1909. 12.30 pm. Phot. Arnold Heim.

Fig. 2. Kohlenmine Karsuarsuk von Nordost.

29. VII. 1909. 11h. am. Phot. Arnold Heim.

Lichtdruck: Polygr. Institut A.-G., Zürich

Tafel XVIII.

TAFEL XVIII.

Fig. 1. Der Pikritgang bei der Kohlenmine, von Ost.

Strand kurz nach Ebbezeit. Der Pikrit bildet die dunkle Felswand, die sich vom Strand in der Mitte des Bildes nach der oberen Ecke links hinzieht. In der Ferne ein schwimmender Tafeleisberg.

Fig. 2. Der Pikritgang bei der Kohlenmine, von Nord.

Momentaufnahme aus dem Ruderboot. Der unten etwa 15 m breite Pikritgang sticht durch seine dunkle Färbung sehr deutlich von den beidseitigen Sedimenten ab. Die etwas helleren Zonen, die zu beiden Seiten des Ganges etwas stärker hervortreten, entsprechen den Zonen der Kontaktmetamorphose.

Fig. 1. Der Pikritgang bei der Kohlenmine von Ost.

4. VIII. 1909. 1.10 pm. Phot. Arnold Heim

Fig. 2. Der Pikritgang bei der Kohlenmine von Nord.

29. VII. 1909. 11.15 am. Phot. Arnold Heim

Lichtdruck: Polygr. Institut A.-G., Zürich

Tafel XIX.

TAFEL XIX.

Blick von östlich Karsuarsuk über den Umanakfjord nach Nordost.

Im Vordergrund auf dem krystallinen Grundgebirge typische Rundhöcker, vom diluvialen Inlandeis zugeschliffen. Rechts über dem schwimmenden ca. 30 m hohen Eisberg die Felsinsel Sagdlek; links daneben Upernivik-Ø, rechts Agpat-Ø, alles krystallines Grundgebirge. Man sieht die horizontale Schichtlage der krystallinen Schiefer, vermisst aber die „Glacialformen“ im Grossen.

24. VII. 1909. 6h. pm.

Blick von östlich Karsuarsuk über den Umanakfjord nach Nordost.

Tafel XX.

TAFEL XX.

Fig. 1. Peridotit vom Osterfjeld.

Die Olivinkörner treten deutlich als helle, von vielen Rissen durchsetzte Einsprenglinge hervor. Links oben, rechts oben und rechts unten sieht man deutlich den Augit, der die Lücken zwischen den Olivinen ausfüllt. Die dunkle Füllmasse zwischen den Olivinen, die besonders links unten deutlich ist, besteht aus Erz und Serpentin, der zum Teil aus Olivin hervorgegangen ist.

Fig. 2. Peridotit vom Osterfjeld.

Ausser den in Schliff Fig. 1 sichtbaren Olivinkörnern im wenig dunkleren Augit (rechts oben) und dem Serpentin (Ecke links unten) tritt hier besonders auffällig in der Mitte die dunkle braune xenomorphe Hornblende vom Charakter des Kaersutites hervor, welche die zuletzt ausgeschiedene Füllmasse zwischen den Olivinkörnern bildet.

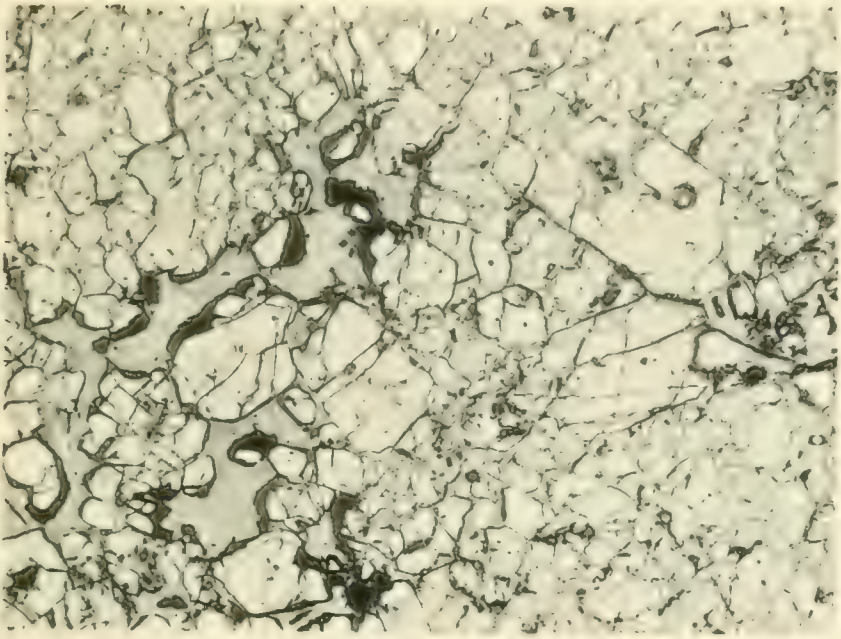


Fig. 1. Peridotit vom Österfjeld
Dünnschliff, gewöhnliches Licht, 20 : 1.

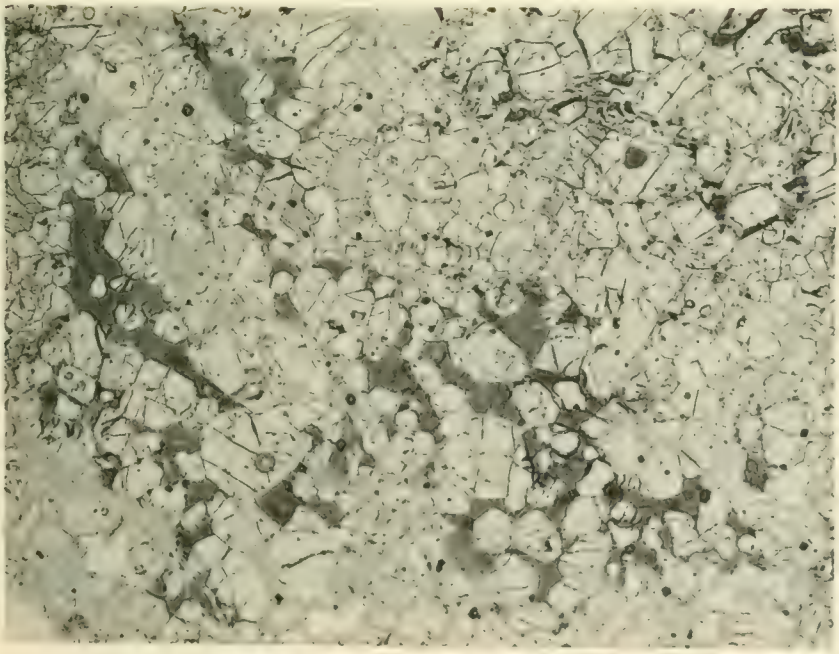


Fig. 2. Peridotit vom Österfjeld.
Dünnschliff, gewöhnliches Licht, 12 : 1.

Lichtdruck: Polygr. Institut A.-G., Zürich. Phot. Arnold Heim.

Tafel XXI.

TAFEL XXI.

Fig. 1. Pikrit, Gang bei der Kohlenmine.

Rechts unten Augitkörner, links in der Mitte grosses, von zahllosen Rissen durchsetztes sechsseitiges Olivinkorn. Dazwischen und links von dem genannten Olivinkorn treten als Füllmasse Plagioklase auf.

Fig. 2. Pikrit, Sill bei Niakornat.

Rechts in mittlerer Höhe zersetztes Serpentinkorn mit breitem Rand und ausgefüllten Spalten von grünem Serpentin. Mitte unten ein halbes Augitkorn. Filzige Grundmasse aus xenomorphem Augit mit helleren Plagioklas-Nädelchen verwoben. Schwarze Körnchen = Erz, wahrscheinlich Ilmenit.

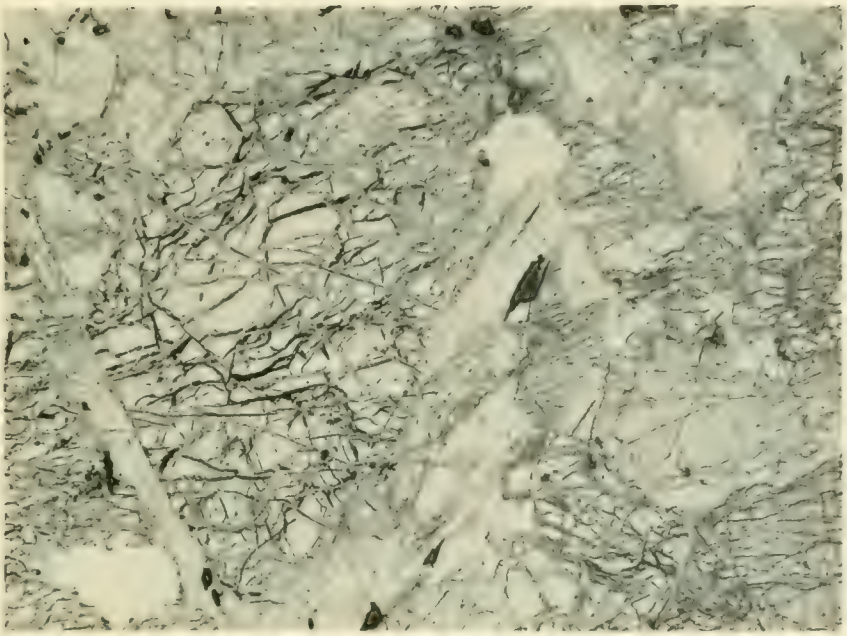


Fig. 1. Pikrit, Gang bei der Kohlenmine,
Dünnschliff, gewöhnliches Licht, 18 : 1.

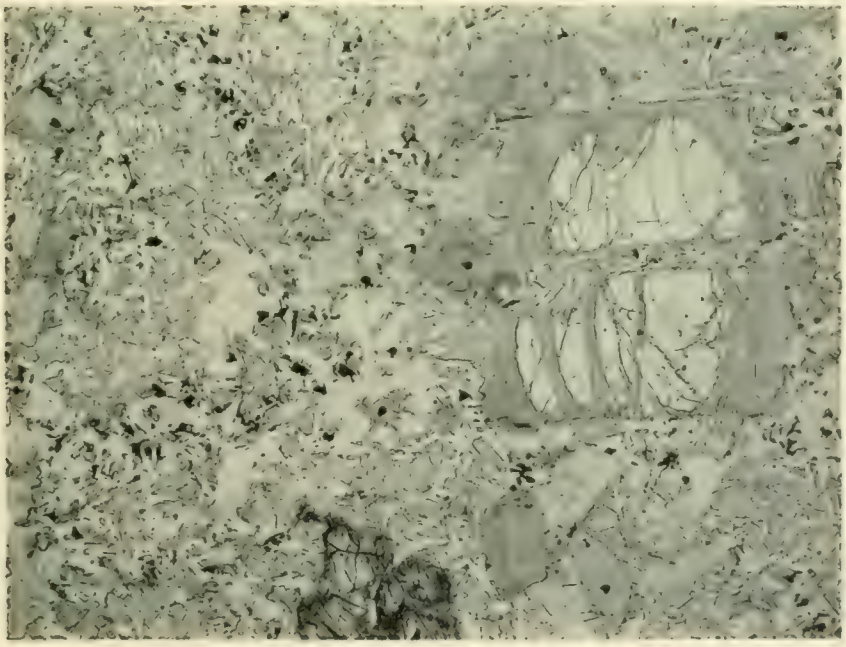


Fig. 2. Pikrit, Sill bei Niakornat,
Dünnschliff, gewöhnliches Licht, 12 : 1.

Lichtdruck: Polygr. Institut A.-G., Zürich. Phot. Arnold Heim.

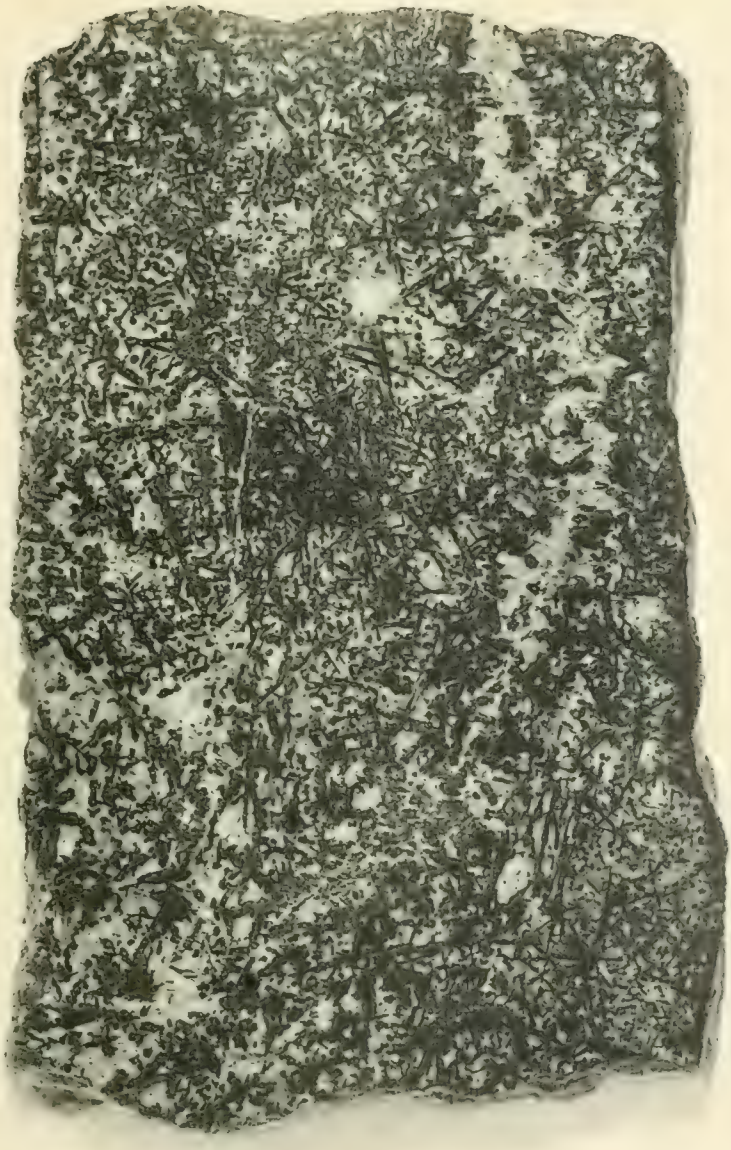
Tafel XXII.

TAFEL XXII.

Gang von Kaersutitgestein, aus dem Peridotit-Sill am Osterfjeld.

Die Lage dieses 9 cm breiten Ganges, von dem das abgebildete Handstück stammt, ist in Taf. XVI Fig. 2 zu sehen. Der Gang lässt sich leicht mit dem Hammer quer in schöne Stücke spalten. Das Handstück ist unter Wasser gesetzt und mit Bogenlampe beleuchtet in natürlicher Grösse photographiert worden.

Die schwarzen Kaersutitnadeln bilden den Hauptbestandteil des Gesteins. Die kleineren hellgrauen Partieen dazwischen bestehen aus basischem Plagioklas, die rein weissen grösseren, unregelmässigen Körner (z. B. Mitte oben) aus etwas faserigem, weissem Zeolith. Auch die helle, unregelmässige Ader, die rechts von oben nach unten verläuft, besteht zum Teil aus Zeolith.



Gang von Kaersutitgestein
natürliche Grösse

Lichtdruck: Polygr. Institut A.-G., Zürich Phot. Arnold Heim

Tafel XXIII.

TAFEL XXIII.

Fig. 1. Kaersutitgestein vom Osterfjeld,

in doppelter Vergrösserung unter Alkohol aufgenommen. Grosse schwarze Kaersutitnadeln im weissgrauen Feldspat.

Fig. 2. Kaersutitgestein aus dem Pikritgang bei der Kohlenmine.

Stück aus einem Gang von ca. 10 cm Breite. Dunkle Kaersutitnadeln in grünlichweisser Grundmasse, bestehend aus Kalknatron- und Alkalifeldspat mit grünen Körnchen von Augit und Hornblende. Beschreibung pag. 214—218. Unter Wasser, in natürlicher Grösse photographiert.

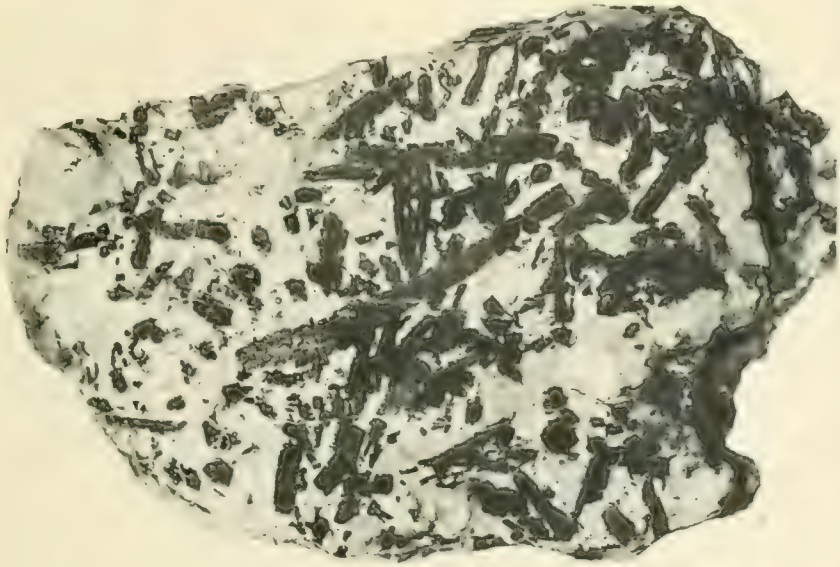


Fig. 1. Kaersutitgestein vom Österfjeld. 2:1.

Fig. 2. Kaersutitgestein
aus dem Pikritgang bei der Kohlenmine. 1:1.

Lichtdruck: Polygr. Institut A.-G., Zürich Phot. Arnold Heim.

Tafel XXIV.

TAFEL XXIV.

Fig. 1. Kaersutitgestein vom Osterfjeld.

Dünnschliff, photographiert in gewöhnlichem, durchfallendem Licht ohne Mikroskop, in direkter 10facher Vergrösserung.

Der Kaersutit bildet automorphe Einsprenglinge, die je nach der Schnittlage dunkler oder weniger dunkel aus der hellen Kalknatron-Feldspatgrundmasse hervortreten. Schwarze Täfelchen oben = Ilmenit.

Fig. 2. Kaersutitgestein aus dem Pikritgang bei der Kohlenmine.

Dünnschliff, wie Fig. 1 photographiert. Automorpher Kaersutit; sechsseitige schwarze Ilmenit-Täfelchen (z. B. links auf der langen Kaersutitnadel). Grundmasse aus verwitterten, unreinen Alkalifeldspäten und reinerem, hellerem Kalknatronfeldspat.

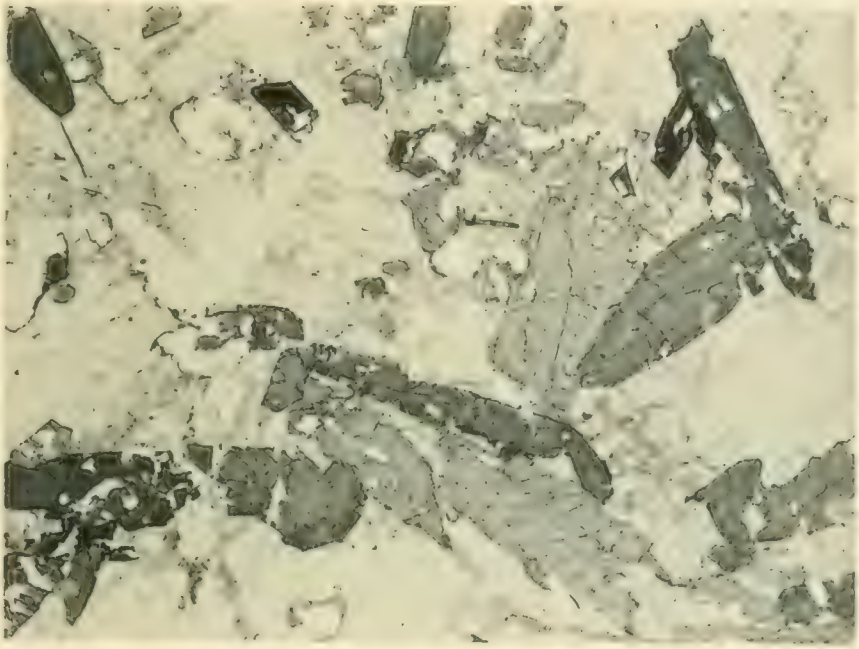


Fig 1. Kaersutitgestein vom Österfjeld,
Dünnschliff, gewöhnliches Licht, 10 : 1

Fig. 2. Kaersutitgestein bei der Kohlenmine,
Dünnschliff, gewöhnliches Licht, 10 : 1

Lichtdruck: Polygr. Institut A.-G., Zürich. Phot. Arnold Heim.

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

P&A Sci.